

GÉOLOGIE DU MONT AUBERT
ET DE L'ANTICLINAL
SOLIAT—MONTAGNE DE BOUDRY
AU NORD
DU LAC DE NEUCHÂTEL

(Jura vaudois sud-oriental et Jura neuchâtelois méridional,
Suisse)

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de docteur ès sciences

par

JEAN MEIA

Licencié ès sciences
de l'Université de Neuchâtel

IMPRIMERIE PAUL ATTINGER SA, NEUCHÂTEL

1969



GÉOLOGIE DU MONT AUBERT
ET DE L'ANTICLINAL
SOLIAT-MONTAGNE DE BOUDRY
AU NORD
DU LAC DE NEUCHATEL



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555014_0007

GÉOLOGIE DU MONT AUBERT
ET DE L'ANTICLINAL
SOLIAT—MONTAGNE DE BOUDRY
AU NORD
DU LAC DE NEUCHÂTEL

(Jura vaudois sud-oriental et Jura neuchâtelois méridional,
Suisse)

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de docteur ès sciences

par

JEAN MEIA

Licencié ès sciences
de l'Université de Neuchâtel

IMPRIMERIE PAUL ATTINGER SA, NEUCHÂTEL

1969

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
FACULTÉ DES SCIENCES

*La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel, sur le rapport de
Messieurs les professeurs*

DANIEL AUBERT, JEAN-PAUL SCHAEER et BERNARD KÜBLER
*autorise l'impression de la présente thèse sans exprimer d'opinion sur les
propositions qui y sont contenues.*

Neuchâtel, le 1^{er} septembre 1969.

Le Doyen :
J. ROSSEL



PRÉFACE

Au terme de cette étude, nous tenons à remercier ceux qui ont contribué à sa réalisation.

Les professeurs D. AUBERT, J.-P. SCHAEER et B. KÜBLER, membres du jury, nous ont conseillé et dirigé pendant les travaux de terrain et de laboratoire.

Le professeur D. AUBERT nous fit profiter de sa grande connaissance du Jura.

Le professeur E. WEGMANN fut notre premier guide en géologie, et sut nous donner le goût des problèmes structuraux jurassiens.

Les professeurs J.-P. PORTMANN et A. BURGER s'intéressèrent souvent à l'état de nos travaux.

Le professeur H. BADOUX, de l'Université de Lausanne, eut l'amabilité de mettre à notre disposition deux travaux inédits de ses élèves dans la région Mauborget et Mont Aubert.

Le Dr A. SPICHER, de la Commission Géologique Suisse, nous autorisa à consulter deux cartes originales du secteur Mauborget et Creux du Van.

Nous avons eu avec M. A. LLOYD, de l'University College de Londres, d'intéressants entretiens sur les séries jurassiques supérieures du Jura neuchâtelois.

Enfin, avec notre ami C. CRAMEZ, alors assistant à l'Institut de géologie de Neuchâtel, nous avons souvent discuté de nombreux problèmes tectoniques.

Neuchâtel, Institut de géologie, le 20 février 1968.

SOMMAIRE

Résumé	2
------------------	---

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION

<i>Aperçu géographique</i>	7
<i>Situation géologique et but du travail</i>	9
<i>Travaux antérieurs</i>	10

DEUXIÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE

CHAPITRE PREMIER

LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR

<i>Le Séquanien</i>	13
<i>Le Kiméridgien</i>	15
<i>Le Portlandien</i>	19
<i>Le Purbeckien</i>	22

CHAPITRE II

LE CRÉTACÉ

<i>Le Valanginien</i>	24
<i>L'Hauterivien</i>	25
<i>Le Barrémien (Urgonien)</i>	27
<i>L'Aptien</i>	28

CHAPITRE III

LE TERTIAIRE

CHAPITRE IV

LES FORMATIONS QUATERNAIRES

TROISIÈME PARTIE

TECTONIQUE

CHAPITRE V

LES PLIS MAJEURS

1. <i>L'anticlinal du Mont Aubert</i>	33
2. <i>Le synclinal des Rochats</i>	35
3. <i>L'anticlinal Soliat - Montagne de Boudry</i>	36

CHAPITRE VI

LES PLIS MINEURS

1. <i>L'anticlinal Sur la Joux - Crêt Teni</i>	40
2. <i>Le synclinal de La Porette et le synclinal de La Baronne</i>	42

CHAPITRE VII

LES ACCIDENTS CASSANTS

LES ACCIDENTS PRINCIPAUX

<i>Le décrochement du Mont Aubert</i>	43
<i>La dislocation de La Rougemonne</i>	46
<i>La dislocation du Laga</i>	47
<i>Le pli-faille de la Montagne de Boudry</i>	50

LES ACCIDENTS SECONDAIRES

<i>Les décrochements des Pâquiers</i>	51
<i>La zone de fractures du Grand Serrollet</i>	51
<i>Sommet du Mont Aubert</i>	52
<i>Les décrochements des Bioles</i>	52
<i>Le décrochement Tête à l'Ours - Creux de la Pey</i>	52
<i>Les décrochements des Rochers des Miroirs</i>	53
<i>Le décrochement de la Grande Ecœurne</i>	53
<i>Les décrochements des Lanvœnnes</i>	54
<i>La faille Lanvœnnes - Rochers des Miroirs</i>	55

CHAPITRE VIII

LES DIACLASES

<i>Les diaclases transversales</i>	56
<i>Les diaclases longitudinales</i>	57
<i>Les diaclases obliques</i>	57

CHAPITRE IX

CONSIDÉRATIONS SUR LES PLIS ET LES TRACES
DE MOUVEMENTS

CONCLUSIONS

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

R É S U M É

Etude régionale des 2 premiers plis jurassiens bordant — dans sa partie centrale — le lac de Neuchâtel immédiatement au N (faisceau helvétique ou haute chaîne).

STRATIGRAPHIE

Le manque de fossiles caractéristiques nous a contraint d'adopter la stratigraphie lithologique traditionnelle.

Callovien : calcaire ; représenté par le sommet de la Dalle nacrée.

Oxfordien : très réduit, 45-70 cm ; marneux, fossilifère.

Argovien : inférieur ou Spongilien, marnes et marno-calcaires, fossilifères ;

supérieur, alternance de marnes et de marno-calcaires ;

détermine une combe anticlinale ; importance hydrologique.

Ces terrains n'affleurent pas au Mont Aubert ; ils forment le cœur de l'anticlinal Soliat-Montagne de Boudry. Pour leur description détaillée, se référer à MEIA (1965).

Séquanien : calcaires oolithiques et pseudo-oolithiques ; répétitions des mêmes faciès ; limite supérieure donnée par l'oolithe de Sainte-Vérène.

Kiméridgien : essentiellement calcaire ; oolithique à la base, compact et saccharoïde au sommet ; apparition de niveaux dolomitiques ; horizon à *Cladocoropsis mirabilis*. Au Mont Aubert, niveau brécho-conglomératique (type brèches à cailloux noirs) à gros éléments ; sommet donné par le *Banc à Nérinées* ; le niveau à *Exogyra virgula* n'affleure pas.

Portlandien : essentiellement calcaire ; au sommet, calcaire saccharoïde.

Purbeckien : affleure rarement ; correspond à une combe ; marnes, brèches à cailloux noirs, calcaires à Chara.

Le Crétacé n'affleure pas en coupe complète.

Valanginien : inférieur, calcaires oolithiques avec intercalations marneuses, puis Marbre bâtard ; supérieur, calcaire roux limoniteux ; lentilles siliceuses.

Hauterivien : inférieur, Marnes Bleues, rarement visibles ; détermine une combe ;

supérieur, Pierre Jaune de Neuchâtel.

Barrémien : faciès urgonien, calcaires et marno-calcaires alternant ; à la fin de l'Urgonien, régression, dénudation avec érosion karstique.

Aptien : argiles et sables remplissant d'anciennes fissures et cavités dans les calcaires urgoniens.

Tertiaire : quelques formations sidérolithiques dans d'anciennes cavités karstiques ; conglomérat à galets urgoniens à Chez le Bart. La Molasse n'affleure pas dans la partie W de notre territoire ; dans le secteur E, son étude n'a pas été reprise.

Quaternaire : important revêtement morainique sur les flancs des anticlinaux (moraine rhodanienne würmienne) ; quelques restes rissiens.

TECTONIQUE

Les déformations tectoniques se rapportent à deux styles :

- les déformations souples des anticlinaux et des synclinaux
- les déformations cassantes perturbant ces plis par le jeu de dislocations, (décrochements, failles), surtout transversales et obliques.

On distingue des accidents principaux et des accidents secondaires qui leur sont souvent associés.

Le Mont Aubert est un anticlinal dissymétrique se terminant en périclinal au NE, avec un plongement de 22°. Sa direction axiale n'est pas déviée vers le lac comme on le croit généralement, mais elle reste pratiquement constante. Il est recoupé par un important décrochement oblique.

L'anticlinal Soliat-Montagne de Boudry est un pli dissymétrique au flanc N vertical puis renversé, en contact tectonique (pli-faille) avec le synclinal lui faisant suite. Il s'ennoie également par un plongement axial (35-40°) au NE, et subit simultanément un changement de direction. Il est recoupé par deux grandes dislocations, l'une transversale, l'autre oblique.

Ces 2 plongées axiales s'effectuent progressivement et avec souplesse.

L'analyse des diaclases montre que les systèmes transversaux sont le mieux représentés. Certaines de ces diaclases transversales

sont sensibles aux variations de la direction et de l'inclinaison axiale des plis.

Les diaclases obliques sont liées aux accidents tectoniques qui favorisent le développement d'une importante schistosité de fracture.

Les traces de mouvements se rattachent soit aux mouvements de glissements couches sur couches résultant du plissement, soit aux mouvements dus aux accidents tectoniques.

La difficulté de relier les plis de part et d'autre des accidents principaux et le fait que les plongées axiales se situent aux environs de ces accidents correspondent à une origine ancienne de ces dislocations.

ABSTRACT

Regional study of the two first folds of the Jura, bordering, in their central part, the Lake of Neuchâtel directly N (faisceau helvétique).

STRATIGRAPHY

The lack of characteristic fossils has obliged us to adopt the traditional lithological stratigraphy. For the lower sections, see MEIA (1965).

Sequanian: oolitic and pseudo-oolitic limestones; upper limit is given by the "oolithe of Sainte-Vèrene."

Kimeridgian: essentially limestone; oolitic at the base, compact and saccharoidal on the top; appearance of dolomitic beds; horizon at *Cladocoropsis mirabilis*. At the Mont Aubert, subangular zone (brèches à cailloux noirs) with big fragments; the top is given by the *Banc à Nérinées* (big Nerinea bed). The level of *Exogyra virgula* does not appear.

Portlandian: essentially limestone; at the top, saccharoidal limestone.

Purbeckian: rarely exposed; corresponds to a monoclinal valley; marls, breccias of black fragments, limestones with Chara.

Valanginian: lower, oolitic limestone with marly intercalations and the "Marbre bâtard";

upper, "calcaire roux limoniteux", siliceous lens.

Hauterivian: lower, blue marls, rarely evident; determines a monoclinal valley;

upper, Pierre Jaune of Neuchâtel.

Barremian : urgonian facies ; alternating limestones and marlaceous limestones ; at the end of the Urgonian regression, denudation with karst forming.

Aptian : clays and sands filling old cracks and cavities in the Urgonian limestones.

Tertiary : a few siderolitic formations in old karst cavities ; conglomerate with Urgonian fragments at Chez le Bart.

Quaternary : important glacial deposits on the flanks of the anticlinal folds (Würm moraines of the Rhone glacier). A few Riss deposits.

STRUCTURAL GEOLOGY

The tectonic deformations are of two types :

- folding ;
- faulting (strike-slip-faults, faults, transverse and oblique). Major and minor faults are discernable.

The Mont Aubert is an asymmetric anticline ending as a periclinal structure NE, with a plunge of 22°. Its axial direction remains nearly parallel to the range and is not deviated from as generally supposed. This fold is disturbed by an important oblique strike-slip-fault.

The Soliat-Montagne de Boudry anticline is an asymmetric fold, first with a vertical N flank and then overturned. It also possesses a very important axial plunge (35–40°) NE and it simultaneously changes strike. It is disturbed by two big dislocations, one transverse, the other oblique.

These two axial plunges are progressive and supple.

The analysis of the joints shows that the transverse system is the most important. Some of the transverse joints are influenced by the variations of the strike line and by the axial plunges of the folds.

The oblique joints are connected with the tectonic disturbances which facilitate the development of an important fracture cleavage.

The slickensides are connected with either the sliding of beds along the bedding planes during the folding, or to movements alongside faults.

The difficulty of matching the folds on both sides of the major faults and the axial plunge near these disturbance, affirm that the fault pre-dates the folding.

INTRODUCTION

Aperçu géographique

Le Mont Aubert¹ borde le lac de Neuchâtel immédiatement au NW ; il forme l'extrémité orientale d'une chaîne qui s'est individualisée au NE de Bullet et qui s'abaisse, puis disparaît dans le secteur Provence-Vaumarcus. Dans cette chaîne, une série de dépressions transversales ou obliques découpent la topographie ; elles offrent ainsi des passages aboutissant vers le N dans une vallée allant des Rasses à Provence. Ce sont : les Granges Champod, le Petit Brelingard, Les Râpes à l'W de Mauborget, la zone du Crosat et des Serrolliets à l'E de cette localité.

L'alignement et la direction de la chaîne subissent des perturbations à son extrémité E (MEIA, 1966).

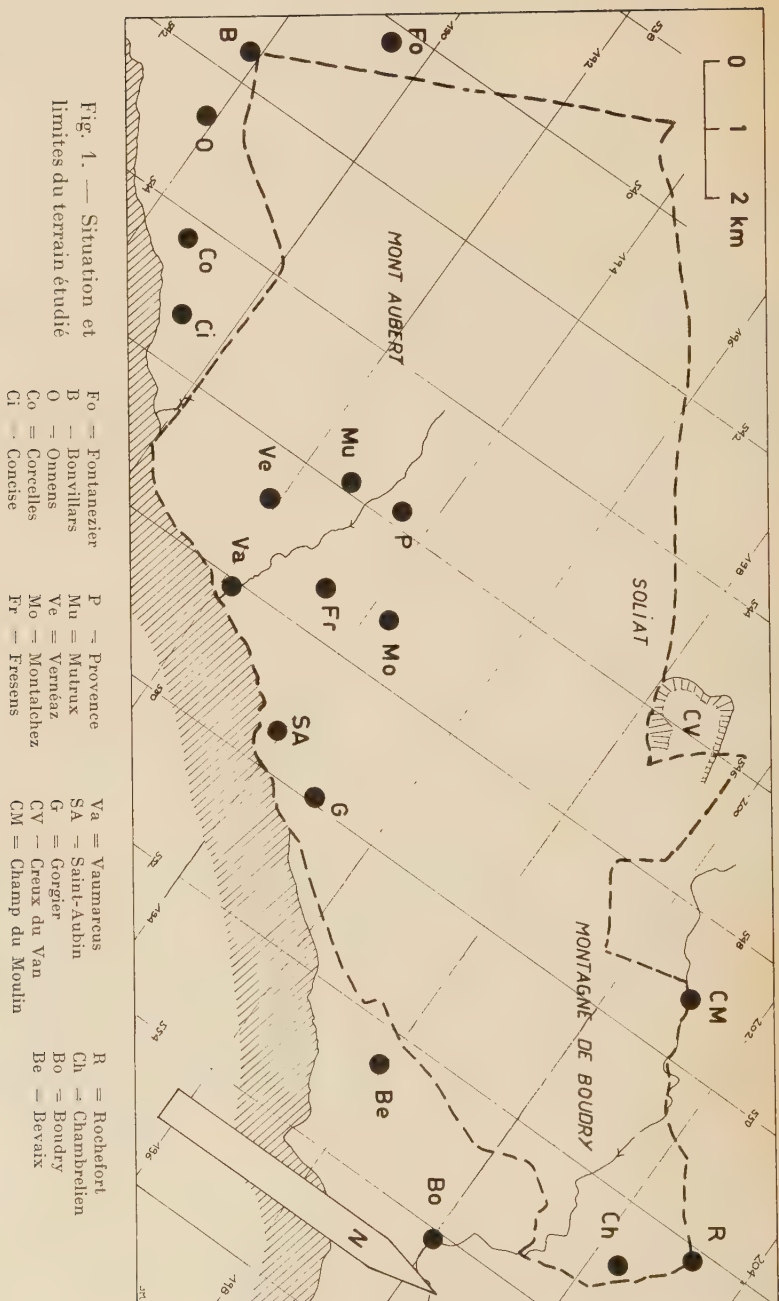
Le Mont Aubert est une montagne presque entièrement boisée ; il culmine en une croupe large de 300-750 m où alternent bois et pâturages. On peut difficilement parler de véritable sommet ; cette croupe est coiffée de quelques collines peu saillantes ; la cote maximum est à 1339,4 m. Le flanc S présente une dissymétrie que nous avons déjà signalée (MEIA, 1966). Le flanc N est plus régulier, mais moins étendu ; il se raccorde à une zone déprimée, large dans sa partie centrale (1,5 km aux Rochats), plus étroite aux deux extrémités.

Cette dépression est la suite de la vallée citée plus haut. Dans notre secteur, elle culmine du côté W à 1200 m d'altitude et s'abaisse vers l'E jusque dans la région de Provence (780 m).

En continuant vers le N, on passe alors sur un nouveau versant constituant le flanc méridional d'une autre chaîne, celle du Creux du Van-Soliat, grande voûte, large de 3,5-2,5 km, irrégulièrement ondulée, et se terminant par une croupe qui culmine à 1465 m (Soliat). Le cirque d'érosion du Creux du Van est entaillé dans cette chaîne qui est aussi découpée par des dépressions transversales ou obliques ; les plus importantes sont celles de La Rougemonne et de la Combe du Laga.

A la hauteur du village de Montalchez, le versant S de la chaîne s'abaisse jusqu'au lac.

¹ Les noms et cotes sont ceux de la Carte nationale de la Suisse au 1:25 000, feuilles 1163 Travers, 1164 Neuchâtel et 1183 Grandson.



A partir de la dépression du Laga, la Montagne de Boudry constitue la prolongation vers le NE de la chaîne du Creux du Van.

Sa topographie est fortement dissymétrique. La partie S s'abaisse vers le lac en une pente régulière plus ou moins accentuée. On passe de l'arête du sommet (altitude 1330-1200 m) à la cote 500 sur une longueur à vol d'oiseau de 2,5-3 km. Le versant N est beaucoup plus accidenté. Une paroi verticale de 200 m domine un flanc escarpé de la vallée où coule l'Areuse. On passe là de 1330 m à 620 m sur 1 km seulement, ou de 1200 m à 575 m sur 1 km également.

Vers l'E, l'anticlinal s'abaisse brusquement et il est traversé en cluse par l'Areuse entre les cotes 550 et 450 m. Au-delà, il ne subsiste plus qu'une région de collines (altitude moyenne 800 m).

Situation géologique et but du travail

La région étudiée appartient au Jura plissé, plus particulièrement au faisceau helvétique ou haute chaîne, dans le secteur N du lac de Neuchâtel. Il s'agit en effet des plis internes bordant le Plateau molassique à la hauteur de ce lac, soit l'anticlinal du Mont Aubert à l'W et celui du Soliat-Montagne de Boudry à l'E.

Si la première étape du travail était d'établir la carte géologique d'une région peu connue — le Mont Aubert — son but principal réside dans l'étude de la structure des plis. En effet, sur les cartes géologiques et tectoniques existantes (cf. références bibliographiques), l'anticlinal du Mont Aubert est représenté avec une direction axiale quelque peu particulière; alors que les principaux plis voisins s'orientent sensiblement SW-NE, il rompt cet alignement pour prendre une direction E-W, s'abaisser, puis disparaître sur la rive N du lac de Neuchâtel.

Il s'agissait d'expliquer cette anomalie.

Quant à l'anticlinal Soliat-Montagne de Boudry, il se rétrécit progressivement en direction de l'E, et, dans le secteur des gorges de l'Areuse, subit également un important abaissement axial, sans toutefois disparaître complètement. On suit en effet son prolongement dans une zone d'ensellement avant sa réapparition de façon plus distincte à Chaumont, au N de la ville de Neuchâtel.

Le problème était d'analyser cette chute axiale et d'en comparer le mécanisme et les résultats avec celle du Mont Aubert.

A cet effet, nous avons examiné les déformations des terrains dans ces régions, afin d'obtenir une représentation détaillée de l'anatomie d'une chaîne jurassienne sur une distance d'environ 18 km.

Dans le secteur oriental, les observations sur le terrain furent

effectuées durant les étés 1961 et 1962 ; dans le secteur occidental, elles débutèrent durant l'été 1964 et se poursuivirent en 1965 et 1966. Quelques contrôles et mises au point furent encore réalisés en 1967.

Les bases topographiques sont des plans au 1 : 5000 et 1 : 10 000 des Mensurations cadastrales suisses.

Les travaux de laboratoire furent exécutés à l'Institut de géologie de l'Université de Neuchâtel.

A l'exception de la partie aval des gorges de l'Areuse, l'absence de bonnes coupes naturelles nous a obligé à établir un découpage serré du territoire. A plusieurs endroits, nous avons dû effectuer des séries de coupes perpendiculaires à la pente topographique, à intervalles de 100-150 m. Les niveaux intéressants ainsi recoupés ont ensuite été raccordés latéralement. Cette méthode a été appliquée en particulier sur le flanc S et N du Mont Aubert et sur le flanc S de l'anticlinal du Soliat.

Cette manière de procéder nous a permis parfois de rassembler des observations et des mesures aussi bien stratigraphiques que tectoniques dans des secteurs qui de prime abord paraissaient avares de renseignements.

Travaux antérieurs

Si la géologie de la région est représentée sur la carte géologique générale de la Suisse au 1 : 200 000 (feuille 1 Neuchâtel, 1944) ou, plus anciennement sur la carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000 (feuille XI Pontarlier Yverdon, 1868 et 1893, et feuille XII Fribourg-Berne, 1879), on cherchera en vain dans la littérature des travaux relatifs à l'anticlinal du Mont Aubert.

Les régions avoisinantes par contre ont été l'objet de nombreux levers et études. Ce sont : à l'W, RITTENER (1902) dans les environs de Sainte-Croix, et CUSTER (1932) sur la feuille Mauborget de l'ancien Atlas topographique de la Suisse (atlas Siegfried) ; au N, RICKENBACH (1925) bordant notre territoire sur une courte étendue ; au N également, et surtout à l'E, THIÉBAUD (1937) par son étude sur la région du Creux du Van. Au S enfin, BERTSCHY (1958) a examiné les terrains crétacés et molassiques au bord du lac de Neuchâtel. Cet auteur signale (p. 220-221) les travaux intéressant son territoire ; or, pour la région qui nous préoccupe, qu'il s'agisse de H.-B. DE SAUSSURE (1779), B. STUDER (1853), JACCARD (1869), BAUMBERGER (1903, 1905), SCHARDT (1910), CAROZZI (1948), F. BURRI (1956), JAYET et PORTMANN (1961), tous ces auteurs traitent de problèmes stratigraphiques ou paléontologiques particuliers. Ils n'abordent pour

ainsi dire pas l'aspect structural de ces régions. Ce sont d'ailleurs des travaux qui ne touchent qu'à un secteur restreint de notre territoire, en général, la partie inférieure du versant S de l'anticlinal.

Si DE SAUSSURE (1779, p. 318) remarque bien certaines couches en position aberrante au-dessus du village de Vaumarcus, seul JACCARD (1869, pl. I) aborde le problème structural avec un profil à travers le Mont Aubert. SCHARDT (1910, p. 426) dessine aussi un profil, mais se rapportant uniquement au secteur du Bois de Seyte au N du lac de Neuchâtel. Il faut attendre le travail de BERTSCHY (1958) pour disposer d'une étude plus récente du littoral.

Ainsi, il semble que l'on ait négligé — tant au point de vue tectonique que stratigraphique — de s'occuper du Mont Aubert proprement dit. La grande superficie des terrains couverts et boisés, la rareté et la pauvreté des affleurements ont-elles découragé les chercheurs ?

Peut-être estimait-on la région trop facile et par conséquent peu digne d'intérêt ?

Dans les travaux modernes, il faut toutefois mentionner l'existence de deux études — non publiées, déposées à l'Université de Lausanne — exécutées par FAVRE (1962) pour le Mont Aubert et DE MONTMOLLIN (1962) pour la région de Mauborget.

La partie orientale de notre territoire est mieux connue, tout d'abord par les travaux de THIÉBAUD (1937) déjà cités, et surtout par la « Description Géologique des Gorges de l'Areuse », de SCHARDT et DUBOIS (1902), qui reste encore la base de toute étude dans ce secteur. La monographie de FREI (1925) borde également notre terrain à son extrémité E.

STRATIGRAPHIE

Notre stratigraphie s'appuie davantage sur des observations et des considérations lithologiques que sur des données paléontologiques. Il faut en chercher la cause dans l'absence de bons fossiles. La faune est en effet très pauvre dans les séries jurassiques qui affleurent ici. L'établissement des limites d'« étages » doivent donc se baser sur la présence d'horizons ou de niveaux mieux caractérisés par leur « lithofaciès » que par leur contenu paléontologique.

Il s'agit par conséquent d'une stratigraphie lithologique.

D'autre part, certaines régions — le Mont Aubert par exemple — sont très pauvres en bons affleurements. Comme nous l'avons déjà signalé, tout le secteur est très boisé. La partie basse est en outre recouverte de moraine rhodanienne, alors que les zones sommitales sont occupées par des pâturages et des forêts. Les affleurements de grande superficie et les coupes d'une certaine étendue sont par conséquent très rares.

Cette remarque est également valable pour l'anticlinal Soliat-Montagne de Boudry, à l'exception du secteur des gorges de l'Areuse.

On sait que la stratigraphie du Jurassique est en pleine refonte. Pour l'Europe nord-occidentale, le Malm ne comprend plus que les étages Oxfordien, Kimméridgien (ou Kiméridgien) et Portlandien, définis et limités par des zones d'ammonites. La discussion se poursuit d'ailleurs encore actuellement. Le Colloque International du Jurassique (Luxembourg, 1962) recommande en particulier l'abandon des étages ou sous-étages Argovien, Rauracien et Séquanien. Cela est cependant quasi impossible dans nos régions où la faune est pauvre.

Dans des travaux récents, certains auteurs (HÄFELI, 1966 — THALMANN, 1966) ont préféré la solution de créer une chronostratigraphie basée sur des descriptions lithostratigraphiques. Ils distinguent pour le Malm supérieur deux complexes baptisés de noms locaux, mais qu'ils peuvent cependant, grâce à la découverte d'une ammonite, mettre en parallèle avec les véritables étages stratigraphiques. Sur notre terrain, on pouvait se demander s'il était judicieux de créer de nouveaux termes locaux, ou au contraire, en l'absence de faune, de continuer à utiliser les anciennes dénominations stratigraphiques — Séquanien, Kiméridgien, Portlandien, Purbeckien — tout en sachant que ces horizons ne correspondent plus à la définition moderne d'un étage stratigraphique.

Nous avons choisi cette seconde solution.

Les séries affleurant à la Montagne de Boudry ont déjà été décrites ailleurs (MEIA, 1965, p. 3-28). Les pages suivantes se rapportent au Mont Aubert.

Il n'a pas été effectué d'études en lames minces.

C'est en tenant compte de ces différentes remarques qu'il faut aborder ce chapitre.

CHAPITRE PREMIER

LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR

Le Séquanien

(cf. fig. 2)

Dans le Jura neuchâtelois méridional, les auteurs distinguent deux complexes, un Séquanien inférieur marneux avec intercalations marno-calcaires et un Séquanien supérieur surtout calcaire (RICKENBACH, 1925 — THIÉBAUD, 1937 — SCHWAAR, 1961).

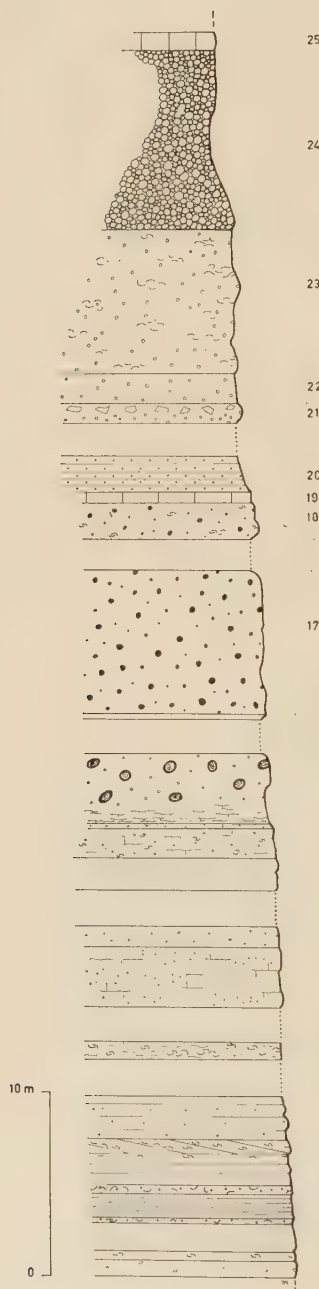
La base du Séquanien n'est pas visible au Mont Aubert ; il ne sera donc question ici que de sa partie supérieure.

Le sommet du Séquanien est signalé par un niveau caractéristique que nous parallélisons avec l'oolithe de Sainte-Vérène (RICKENBACH, 1925 — THIÉBAUD, 1937 — MEIA, 1965). Au-dessous de cet horizon, les faciès sont très diversifiés dans le sens vertical, avec plusieurs répétitions à différents niveaux. Il s'agit essentiellement d'une association ou d'une succession de calcaires oolithiques, pseudo-oolithiques, graveleux ou compacts. La granulométrie des éléments constitutifs est très diverse. La roche peut être passablement zoogène, mais elle contient des débris fossilifères — surtout des débris de coquilles — rarement des fossiles entiers.

Les bancs sont bien lités, en niveaux minces de 5-30 cm, ou plus épais de 50-150 cm. Nous n'avons pas observé d'importantes colonies de coraux. Le niveau à « oolithes nuciformes » (« Mumienbank » de ZIEGLER, 1956) n'a pas pu être observé ; il est probablement recouvert de végétation. Il existe deux horizons-repères intéressants dans le Séquanien.

Il s'agit tout d'abord de l'oolithe de Sainte-Vérène, bien représentée dans l'anticlinal du Soliat ; elle est par contre un peu moins caractéristique — et assez mal stratifiée — dans l'anticlinal du Mont Aubert.

Fig. 2. — Profil stratigraphique du Séquanien. Mont Aubert, chemin du Bois de la Côte.



25. Sommet non visible.
Calcaire beige clair à grain fin, saccharoïde. Kiméridgien.
24. Oolithe de Sainte-Vérène. Mal stratifiée.
23. Calcaire oolithique beige clair, parfois rosâtre. Éléments non calibrés 0,5-3 mm très serrés. Quelques points bruns, quelques débris de coquilles.
22. Oolites beige clair non calibrées 0,5-2 mm, parfois recristallisées. Quelques éléments plus foncés donnent une ponctuation brune à la roche.
21. Base comme 22. Passe sans limite nette à un horizon contenant des flots anguleux beige clair à grain fin, donnant à la roche un aspect bréchique. Stratification irrégulière. Couvert sur 2 m.
20. Calcaire dolomitique gris à gris beige, par endroits blanc rosâtre. Veinules et rognons de calcite. Cargneules.
19. Calcaire gris-beige à grain fin, saccharoïde. Oolites en flots.
18. Calcaire oolithique gris-brun, non calibré. Éléments jaunes brun 1-3 mm voisinant avec une oolithe très fine et très serrée. Ciment parfois recristallisé. Débris de coquilles. Nérinées. Mal stratifié. Couvert sur 2 m.
17. Grosse oolithe jaune-brun 1-3 mm Ø, plus rarement 4 mm. En général peu serrée dans un ciment plus clair. Éléments en relief sur les surfaces altérées.
16. Calcaire saccharoïde jaune clair à grain fin avec taches de points bruns. Base non visible. Couvert sur 2 m.
15. Calcaire gris-brun, par endroits grumeleux ; taches noires ou lie-de-vin à la base, jaunes ou rouilles au-dessus. Passe à un calcaire beige à grain fin, contenant des oolites jaunes et des éléments de taille nuciforme.
14. Oolithe gris-brun avec débris spathiques ; points rouges ; un peu grumeleux.
13. Calcaire oolithique grossier gris-beige, avec éléments bruns non calibrés 0,3-5 mm Ø. Débris coquilles ; débris spathiques ciment recristallisé. Stratification mal marquée.
12. Calcaire finement oolithique, beige avec des éléments bruns jaunâtre donnant une ponctuation brune à la roche. Couvert sur 15 m.
11. Calcaire oolithique jaunâtre avec points blancs. Quelques débris spathiques fins.
10. Calcaire gris-beige, finement oolithique, en partie recristallisé. Parfois passées plus grossières et débris spathiques. Couvert sur 2 m 50.
9. Calcaire gris-beige à jaunâtre, grumeleux et un peu marneux. Contient des oolites et des débris de coquilles ainsi que des débris spathiques. Passe au sommet à un calcaire oolithique et graveleux gris-beige avec taches bleues. Nombreux débris spathiques et coquilliers. Restes de Brachiopodes, Crinoïdes. Lamellibranches non déterminables. Couvert sur 5 m 50.
8. Calcaire oolithique et graveleux gris-beige. Granulométrie variable dans un même banc. Au sommet oolithe fine, régulière. Stratifié en bancs de 30-40 cm.
7. Calcaire gris-beige, finement oolithique. Devient plus grossier avec débris de coquilles vers le haut. Au sommet, stratification entrecroisée soulignée par les débris fossilifères en relief. Bien stratifié en bancs de 5-30 cm.
6. Calcaire oolithique et graveleux gris-beige, parfois jaunâtre ou rosâtre. Éléments non calibrés 0,5-3 mm. Débris spathiques et coquilliers.
5. Calcaire gris-beige, finement oolithique.
4. Comme 6. Débris spathiques un peu moins nombreux.
3. Comme 5.
2. Calcaire saccharoïde gris-beige ; quelques oolites. Débris coquilliers et débris spathiques.
1. Calcaire gris jaunâtre, saccharoïde avec quelques petits débris spathiques.
Base non visible.

L'autre niveau-repère est constitué par une grosse oolithe jaune-brun à éléments de 1-3 mm de diamètre, en général peu serrés. Le ciment est plus clair. Nous avons également mis cet horizon en évidence dans le secteur de la Montagne de Boudry et des gorges de l'Areuse (MEIA, 1965, p. 9-10). Toutefois dans ces régions, on l'observait tout près de Sainte-Vérène, alors qu'au Mont Aubert, il en est séparé par d'autres faciès (cf. fig. 2) confirmant l'existence de variations latérales dans ces séries.

Comme la base de l'étage n'est pas visible, il est impossible de mesurer sa puissance. Nous ne pensons pas qu'il dépasse 100-110 m. On reste donc dans les normes généralement admises pour l'épaisseur du Séquanien dans cette partie du Jura.

Le Kiméridgien (cf. fig. 3)

Au Mont Aubert, le Kiméridgien est essentiellement calcaire. Les niveaux marneux intercalés — s'ils existent — doivent être de faible épaisseur ; ils n'affleurent pour ainsi dire jamais.

On remarque dans cet « étage » les mêmes phénomènes observés plus à l'E dans la Montagne de Boudry, à savoir que si les dépôts apparaissent de prime abord uniformes, ils sont en réalité extrêmement variés dans le détail (MEIA, 1965, p. 9). Ainsi, cette répétition de faciès à des niveaux différents signalée dans le Séquanien se poursuit dans le Kiméridgien.

La coupe relevée sur le flanc S du Mont Aubert (chemin du Bois de la Côte, fig. 3) est malheureusement incomplète pour la partie inférieure. Elle montre des calcaires plutôt clairs, dont la teinte varie du brun au blanc, en passant par une gamme de gris-brun à gris-beige plus ou moins accentués. Les calcaires sont encore nettement oolithiques et pseudo-oolithiques vers le bas, alors qu'au sommet, ils sont plus compacts, à grain fin, souvent saccharoïdes. Lorsque les oolithes subsistent dans cette partie, elles sont rassemblées en îlots et souvent noyées dans la roche.

Les faciès dolomitiques deviennent aussi plus fréquents ; s'ils n'apparaissent pas plus nombreux sur le profil de la figure 3, c'est parce que la végétation les masque souvent.

Des calcaires tachetés annonçant les calcaires à taches rousses du Portlandien apparaissent également, ainsi que certains faciès à tubulures sur lesquels nous reviendrons.

La stratification en couches de 30-60 cm peut passer à des bancs plus massifs atteignant jusqu'à 2,5-3 m d'épaisseur.

Dans les faciès calcaires, les rares fossiles — à l'exception des Nérinées, présentes, elles, dans de nombreux niveaux — sont rassemblés en nids. Il s'agit essentiellement de Brachiopodes, surtout des Térébratules (dont *Terebratula subsella*) et de Lamellibranches en débris plus ou moins bien conservés (MEIA, 1965, p. 12). Des coraux existent localement. Signalons également la présence de *Vaginella striata* Carozzi (organisme « C » Favre), (BAER, 1956) ¹.

La base du Kiméridgien donnée par le toit de l'oolithe de Sainte-Vérène est donc de caractère lithologique. La limite supérieure, quoique marquée par un horizon fossilifère, n'en reste pas moins arbitraire au point de vue stratigraphique ; il s'agit en effet du *Banc à Nérinées* (« *Grenznerineenbank* » de FREI, 1925). A l'instar des régions voisines (FREI, 1925 — RICKENBACH, 1925 — THIÉBAUD, 1937 — MEIA, 1965), le niveau à *Exogyra virgula* ² (AUBERT, 1934, 1943, 1949) n'a pas été observé ici. Bien que des Nérinées de toutes tailles existent dans de nombreuses couches, le *Banc à Nérinées*, choisi comme limite entre le Kiméridgien et le Portlandien se reconnaît aisément à ses caractères habituels : grosse taille et surtout densité des individus dans une couche calcaire bien limitée ; sa puissance n'excède pas 90 cm. L'affleurement du chemin du Bois de la Côte est malheureusement assez altéré.

Il faut signaler la présence d'un autre horizon-repère situé sous le *Banc à Nérinées*. Il s'agit d'un calcaire à *Cladocoropsis mirabilis* (RENTZ, 1931 — BAER, 1956 — SCHWAAR, 1961). C'est l'équivalent du calcaire à Bryozoaires du Kiméridgien supérieur cité par les anciens auteurs comme FREI (1925), MÜHLETHALER (1931) ou RITTENER (1902).

Bien que ces organismes existent dans plusieurs niveaux du Kiméridgien ³, le banc à *Cladocoropsis mirabilis* proche du *Banc à Nérinées* s'en distingue par la forte densité des fossiles en relief sur les surfaces altérées. Il n'a pas été possible de délimiter de façon extrêmement précise la position de cette couche sous le *Banc à Nérinées*. Il ne semble toutefois pas qu'elle soit à plus de 10 m.

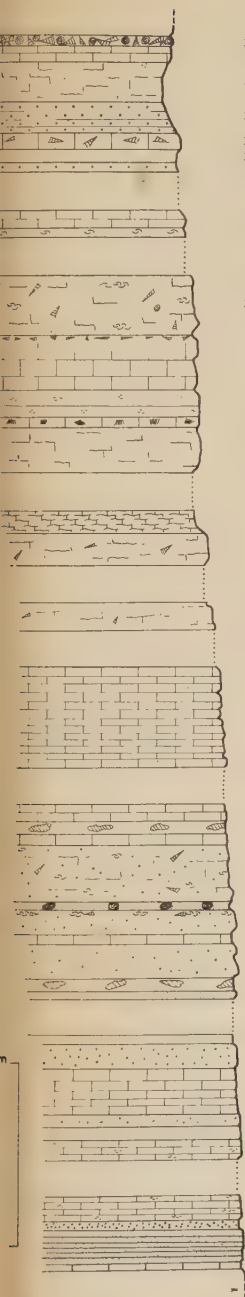
Le niveau des Marnes du Banné n'a pas été observé. Dans notre profil (fig. 3), il existe bien un horizon marno-calcaire fossilifère (25).

¹ Au sujet de cet organisme, THALMANN (1966, p. 46) continue à parler d'un « organisme C », son appartenance aux Ptéropodes semblant remise en question.

² La coupe d'un nouveau chemin — non marqué sur la carte topographique — à l'W de Mutrux montre dans un calcaire grumeleux jaunâtre, un mince niveau lumachellique au-dessus de l'horizon à *Cladocoropsis*. Les individus ne sont pas déterminables. Ce faciès n'a pas été retrouvé ailleurs.

³ LLOYD (communication orale) en a retrouvé dans 5 niveaux à la Combe Girard au S du Locle, tous kiméridgiens.

Fig. 3. — Profil stratigraphique du Kiméridgien. Mont Aubert, chemin du Bois de la Côte.



39. Probablement Banc à Nérinées.
38. Calcaire gris-brun, saccharoïde, dur.
37. Calcaire gris-beige, saccharoïde ; par endroits oolithique dans un ciment recristallisé. Mal stratifié.
36. Calcaire dolomitique. Teinte variant du gris-blanc au gris-brun.
35. Calcaire beige clair ; par endroits, points jaunes. Dur ; cassure esquilleuse. Nérinées.
34. Calcaire gris à gris-brun, avec points sombres. Un peu saccharoïde.
33. Calcaire dolomitique gris-beige.
Couvert sur 6 m.
32. Calcaire beige clair à grain fin ; saccharoïde. Taches et points jaunes. Dendrites.
31. Calcaire gris-beige avec points jaunes et larges plages beige clair. Restes de coquilles. Mal stratifié.
Couvert sur 9 m 50.
30. Calcaire beige clair, saccharoïde, avec oolites en îlots. Au sommet, points blancs et oranges. Nombreux débris fossilifères : coquilles ; Crinoïdes ; Nérinées. Mal stratifié.
29. Calcaire beige à grain fin. Taches rouilles disséminées. Dur ; cassure conchoïdale. Au sommet, niveau de 20 cm avec petites Nérinées.
28. Calcaire compact blanc à grain fin. Petits débris d'organismes non déterminables recristallisés.
27. Calcaire beige à grain fin avec points et taches rouges. Coraux ; tiges de Crinoïdes.
26. Calcaire gris-brun, légèrement saccharoïde, avec points roux. Mal stratifié.
Couvert sur 6 m.
25. Calcaire marneux gris-brun à gris-jaune, fossilifère. Nombreuses Térébratules ; Trichites ; restes de Lamellibranches indéterminables.
24. Calcaire gris-beige à grain fin, saccharoïde. Quelques points roux. Nérinées. Mal stratifié.
Couvert sur 4 m.
23. Calcaire variant du gris-bleu au gris-beige, parfois jaunâtre. Oolites par zones. Ponctuation brune ; réseaux de tubulures plus clairs, gris-blanc. Nérinées. Mal stratifié.
Couvert sur 11 m.
22. Calcaire saccharoïde gris-beige. Quelques oolites en îlots. A la base, points blancs et jaune-brun. Bien stratifié.
Couvert sur 3 m 50.
21. Calcaire gris-beige à grain fin avec points noirs et blancs. Dur. Par endroits oolithique.
20. Calcaire gris-beige à grain fin avec taches rouilles. Dur ; cassure conchoïdale.
19. Comme 21.
18. Calcaire oolithique beige clair à rosâtre ; irrégulier. Pâte oolithique fine et serrée englobant des éléments et des débris plus grossiers. Ciment parfois recristallisé. Débris spathiques et débris de coquilles. Nérinées.
17. Calcaire oolithique gris-beige. Quelques éléments grossiers (genre nuciforme) dans une pâte oolithique plus fine.
16. Comme 18. Nérinées et débris coquilliers rassemblés en îlots au sommet.
15. Calcaire gris-beige avec points bruns et débris spathiques.
14. Calcaire oolithique beige clair à rosâtre ; irrégulier. Pâte oolithique fine et serrée englobant des éléments et des débris plus grossiers. Quelques éléments noirs.
13. Calcaire gris-brun à grain fin. Taches rouilles.
12. Calcaire oolithique gris-brun à points noirs en partie recristallisé.
Couvert sur 4 m.
11. Calcaire oolithique blanc ou rosâtre. Oolithe miliaire.
10. Comme 14. Débris grossiers plus abondants.
9. Calcaire gris-brun à gris-beige. Points blancs et jaunes. Îlots d'oolithes. Stratifié en bancs de 30-60 cm.
8. Calcaire oolithique gris-beige, par endroits recristallisé. Quelques éléments brun-jaune plus grossiers.
7. Calcaire oolithique gris-beige, par endroits recristallisé. La recristallisation efface le caractère oolithique.
6. Calcaire saccharoïde gris-beige à gris jaunâtre. Grain fin. Petites taches jaunes. Débris d'organismes. En bancs de 20-30 cm.
Couvert sur 1 m 50.
5. Comme 6.
4. Oolites brun-jaune dans un ciment gris.
3. Calcaire oolithique gris-beige, souvent recristallisé. Stratifié en bancs de 30-40 cm.
2. Calcaire gris-blanc à grain fin. Dur ; cassure conchoïdale.
1. Calcaire gris-beige à grain fin. Petites taches rouilles et points noirs. Dur ; cassure conchoïdale. Base non visible.

Cependant, les fossiles n'y sont pas particulièrement caractéristiques, et il nous paraît trop éloigné de la base de l'« étage » pour pouvoir être rattaché aux Marnes du Banné.

Nous n'avons pas retrouvé non plus l'affleurement signalé par THIÉBAUD (1937) dans la région du Pré Millet, 2 km au NNW de Provence, près de la frontière cantonale Vaud-Neuchâtel.

Un fait intéressant est la présence sur la croupe du Mont Aubert à l'altitude de 1210 m, 200 m à l'E de Cavasson (543,600/192,100) d'un niveau brécho-conglomératique à éléments colorés du type brèche à cailloux noirs ou multicolores (BAER, 1956). Il n'est pas possible d'en mesurer la puissance. Ce qui frappe ici, c'est la grosseur des éléments. Dans une section plane, nous en avons mesuré dont la taille variait entre 3-6 cm, 6-10 cm, 9-24 cm. Leurs angles sont émoussés.



10 cm

Fig. 4. — Horizon brécho-conglomératique dans le Kiméridgien.
Sommet du Mont Aubert.

Ce faciès n'affleure pas ailleurs. On n'en a retrouvé que quelques blocs — disséminés dans le pâturage — sur le flanc S de l'anticlinal du Soliat, au SE de Bellevue (542,120/194,450). Par conséquent, on ignore s'il est continu ou sporadique.

Certes, ces brèches à cailloux noirs ou multicolores sont connues depuis longtemps déjà. BAER (1956) et HÄFELI (1966) en rappellent l'historique. Dans ce secteur du Jura, on avait l'habitude de les attribuer au Portlandien (BAER, 1956 — SCHWAAR, 1961 — MÜHLETHALER, 1931) et au Purbeckien (CAROZZI, 1948 — MÜHLETHALER, 1931 — MEIA, 1965).

A Chaumont toutefois, BAER (1956, p. 76) en signale dans le Kiméridgien supérieur, car elles sont associées à des *Cladocoropsis mirabilis*. MÜHLETHALER (1931, p. 181) parle aussi à propos du Kiméridgien d'une roche contenant «... des cailloux roulés, des

concrétions brunâtres et surtout noires pouvant atteindre la grosseur d'une noisette, éléments semblables à ceux du Purbeckien ». L'auteur considère ce faciès comme «... un amas ou une intercalation lenticulaire locale... », car il ne le retrouve nulle part ailleurs.

Dans une région plus orientale, entre Bienne et Soleure, THALMANN (1966) en signale tout à la base du Kiméridgien. Au Mont Aubert, la position du faciès à cailloux noirs est également assez basse dans l'« étage ». Quant à la genèse de telles formations, BAER (1956, p. 77-79) en distingue deux types :

— il relie le premier aux glissements sous-marins et aux formations analogues, plissements, brèches en formation, structures d'écoulement ;

— il qualifie la seconde de « subaérienne ».

HÄFELI (1966) dans une étude récente émet des conclusions quelque peu différentes, basées sur des analyses de laboratoire. Pour cet auteur, la coloration noire est d'origine purement organique, due à une pigmentation carbonée, une quantité de 0,01 % de carbone submicroscopique suffisant à provoquer cette coloration. Le sédiment originel des cailloux noirs est une gyttja calcaire pauvre en détritiques qui se forme dans des bassins littoraux ou limniques.

La rareté de nos propres affleurements et leur faible étendue ne nous permettent pas de trancher. Peut-être faut-il envisager plusieurs types de formations. Dans l'optique de la seconde hypothèse de BAER, signalons à l'W de Mutrux (le long du nouveau chemin forestier) la présence de « mud-cracks » au voisinage de brèches colorées. Les éléments de ces dernières sont toutefois ici beaucoup plus petits ; ils n'atteignent jamais la taille de ceux rencontrés au sommet du Mont Aubert.

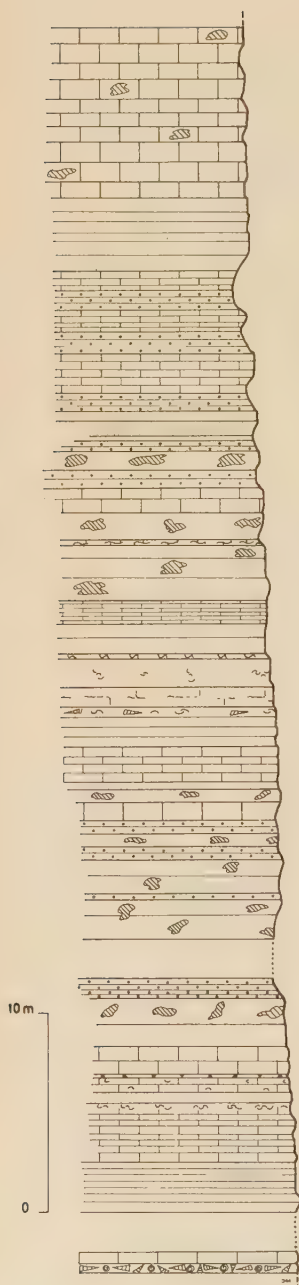
Le Portlandien (cf. fig. 5)

Seule la base du Portlandien affleure de façon continue dans la région du Mont Aubert. La situation des affleurements sur le chemin du Bois de la Côte — à la suite du Kiméridgien — permet d'en relever une coupe détaillée (fig. 5)¹.

Il n'est pas possible de donner ici une division en deux ou trois sous-étages, comme ont pu le faire RICKENBACH (1925), MÜHLETHALER (1931), THIÉBAUD (1937), SCHWAAR (1961), MEIA (1965).

¹ On ne peut mesurer que l'épaisseur de la partie inférieure de la série. Au-dessus de notre horizon 44 (fig. 5), la position des affleurements par rapport au chemin ne permet plus un relevé précis.

Fig. 5. — Profil stratigraphique du Portlandien. Mont Aubert, chemin du Bois de la Côte.



44. Calcaire compact gris-beige à gris-crème. Parfois avec taches rouges. Dur.
43. Calcaire saccharoïde beige clair. Ilots oolithiques. *Vaginella striata* Carozzi. Nombreuses veinules de calcite.
42. Calcaire gris-brun à grain fin. Dur. Bien stratifié en bancs de 10-20 cm.
41. Calcaire gris-brun, saccharoïde, légèrement dolomitique.
40. Calcaire gris-beige à grain fin. Dur. Bien stratifié en bancs de 10-20 cm.
39. Calcaire dolomitique gris-brun. Dendrites sur les plans de couches.
38. Calcaire beige clair à grain fin, parfois légèrement rosé. Peut aussi être tacheté de jaune-orange. Bien stratifié en bancs de 30-60 cm.
40. Calcaire dolomitique gris-blanc. Très altéré.
37. Calcaire jaune-blanc à grain fin. A la base, taches et points jaune-brun.
36. Calcaire oolithique beige clair, avec ponctuation jaune-brun. En partie recristallisé.
35. Calcaire jaune clair à grain fin. Taches jaunes. Dendrites sur les plans de diaclases.
34. Calcaire dolomitique gris-beige. Très saccharoïde au sommet.
33. Calcaire gris-beige à grain fin. Taches rouges. Cassure conchoïdale.
32. Calcaire gris-crème, légèrement dolomitique.
31. Calcaire beige clair à grain fin.
30. Comme 32. Assez mal stratifié.
29. Calcaire jaunâtre avec taches beiges ; par endroits, un peu marneux. Térébratules. Dendrites sur les plans de diaclases.
28. Comme 32.
27. Calcaire beige clair, un peu rosâtre, saccharoïde. Finement stratifié (1 cm).
26. Calcaire saccharoïde beige, parfois jaunâtre. Dur ; cassure conchoïdale.
25. Calcaire beige clair à grain fin, avec réseaux de tubulures roses ou blancs. Quelques points jaunes. Plans de couches très érodés.
24. Calcaire saccharoïde gris avec passées dolomitiques. Restes de coquilles.
23. Calcaire beige à points jaunes. Ilots oolithiques. Mal stratifié.
22. Au sommet, horizon avec *Nérinées*. Mieux stratifié.
21. Calcaire beige clair à grain fin. Moucheté par une ponctuation noire. Bien stratifié en bancs de 30-40 cm.
20. Calcaire gris-brun, saccharoïde.
19. Calcaire beige clair à grain fin. Taches et ponctuation brun-orange.
18. Calcaire saccharoïde gris à gris-beige avec points bruns.
17. Calcaire gris-beige, légèrement dolomitique.
16. Calcaire beige à grain fin avec trainées orange. Devient saccharoïde au sommet.
15. Calcaire dolomitique gris-beige.
14. Calcaire rosâtre à beige clair avec taches rouges. Grain fin.
13. Calcaire dolomitique gris-brun.
12. Comme 13.
11. Couvert sur 3 m.
10. Calcaire gris-blanc, légèrement dolomitique. Bien stratifié en bancs de 2-10 cm.
9. Calcaire gris-blanc, parfois rosâtre, à grain fin. Par endroits taches et flammèches rouges.
8. Calcaire beige clair à grain fin. Ponctuation jaune-brun et points noirs isolés. Dendrites.
7. Calcaire gris-beige, saccharoïde avec points noirs et bruns.
6. Calcaire avec rares petits éléments noirs anguleux.
5. Calcaire beige clair à grain fin, saccharoïde. Restes de *Brachiopodes*. Bien stratifié en bancs de 5-10 cm.
4. Calcaire gris-beige saccharoïde.
3. Comme 5. Au sommet, petites *Nérinées* et débris d'organismes.
2. Calcaire gris-beige saccharoïde, avec points jaunes et blancs. Couvert sur 1 m 10.
1. Calcaire gris-brun saccharoïde. Surmonte le Banc à *Nérinées*.

Toutefois, les faciès décrits par ces auteurs se retrouvent pour ainsi dire tous sur notre terrain.

Le Portlandien est essentiellement calcaire. Seuls quelques rares et minces niveaux marno-calcaires y sont intercalés. Il fait suite au Kiméridgien sans transition de faciès ; on retrouve à sa base des horizons déjà présents au Kiméridgien supérieur. Il faut donc répéter ici que la limite choisie au toit du *Banc à Nérinées* reste arbitraire. Aussi, lorsque ce niveau-repère n'affleure pas, est-il très difficile, voire problématique de tracer une limite entre les deux « étages ». Tout au plus remarque-t-on dans ce Portlandien quelques caractères permettant de le différencier des formations sous-jacentes, caractères que nous avons déjà signalés à la Montagne de Boudry, à savoir :

- une stratification plus nette et moins épaisse des bancs ;
- une granulométrie plus fine des calcaires ;
- une diminution des faciès oolithiques ;
- l'augmentation des faciès dolomitiques, présentant souvent une altération pulvérulente ;
- l'augmentation des calcaires tachetés.

Les trois complexes décrits dans les gorges de l'Areuse — calcaires tachetés, plaquettes, calcaires dolomitiques (MEIA, 1965, p. 16-17) — affleurent également ici. On en trouvera la description dans ce travail. Au Mont Aubert, il est toutefois beaucoup plus difficile de les ordonner stratigraphiquement, car il semble que l'interpénétration des faciès y soit plus prononcée.

La partie supérieure du Portlandien, ainsi que le passage au Purbeckien ne sont pas visibles. Un faciès particulier permet cependant de situer le sommet de ces dépôts. Il s'agit d'un calcaire saccharoïde, cristallin, de couleur variable allant du blanc au gris foncé, parfois même brun clair (MEIA, 1965, p. 17). Les anciens auteurs (RICKENBACH, 1925 — MÜHLETHALER, 1931 — THIÉBAUD, 1937) ont décrit cette roche sous le terme de *dolomie saccharoïde*. Ce faciès marque le sommet du Portlandien. Il n'a pas été possible d'en mesurer l'épaisseur. Dans la région du Mont Aubert, il est souvent accompagné d'un mince niveau de cargneules.

Mentionnons encore l'existence de deux autres faciès particuliers :

a) Les brèches à cailloux noirs ou multicolores se présentent de façon irrégulière. La taille des éléments est inférieure à celle des brèches kiméridgiennes. Dans l'impossibilité de relier latéralement les affleurements, il est difficile de préciser s'il en existe un ou plusieurs niveaux.

b) Les calcaires à pistes ou à tubulures (déjà rencontrés dans le Kiméridgien) montrent des teintes plutôt sombres : ils sont traversés de réseaux de tiges cylindriques, souvent aplaties, plus claires, semblant résulter d'un remplissage postérieur. Le faciès peut se répéter irrégulièrement à des niveaux différents. Ces formations ont déjà été décrites. RICKENBACH (1925, p. 27) les nomme « couches à fucoïdes » et pense qu'elles résultent du remplissage de traces de vers. MÜHLETHALER (1931, p. 173) les cite dans le Kiméridgien et le Portlandien en pensant qu'il pourrait s'agir de restes de polypiers. THIÉBAUD (1937, p. 22) parle « de calcaires avec pistes de vers ».

A la Vallée de Joux, AUBERT (1943, p. 27) a décrit des formations semblables, en montrant qu'il s'agissait d'une forme particulière de dolomitisation.

Le faciès n'est pas utilisable comme horizon-repère.

Les fossiles sont rares, à l'exception des Nérinées, de *Vaginella striata* Carozzi et de quelques débris de coquilles indéterminables.

Le Purbeckien

Nous n'avons pas pu examiner ce niveau convenablement, car ses affleurements sont très rares.

En l'absence de preuves paléontologiques, les gisements cités ci-dessous sont attribués au Purbeckien en considérant surtout leur position entre des faciès portlandiens et valanginiens.

En outre, la couverture morainique est trop importante pour que la combe purbeckienne soit bien marquée.

a) Dans le talus bordant au N la route Concise-Mutrux à la hauteur de la Prise Gaulaz pt 567, nous avons découvert une brèche à éléments colorés : l'affleurement se limite à quelques dm² : il est difficile de certifier qu'il est vraiment en place. Mais sa position entre deux carrières, ouvertes, l'une dans les couches du Valanginien inférieur, l'autre dans des strates de Portlandien supérieur, correspond à celle du Purbeckien.

Le Valanginien inférieur forme d'ailleurs ici une petite paroi qui part de la carrière supérieure et remonte jusqu'à l'E du pt 653, sur le chemin forestier conduisant au Bois de la Côte. Cette paroi limite du côté E une dépression qui doit correspondre à la combe purbeckienne : quelques pointements de calcaires dolomitiques affleurent en effet sur l'autre flanc.

b) Sur le versant méridional du Mont Aubert, nous avons observé — près du sentier reliant Champs Crétin à Champs Richard

(542,150/190,080) — un calcaire bréchique à éléments noirs, ainsi qu'une microbrèche. Ici également il doit s'agir d'un affleurement purbeckien.

c) Un calcaire à *Chara* affleure à l'E de Champs Richard, en bordure du chemin forestier (542,450/190,275). FAVRE (1962) cite cet affleurement.

d) Nous n'avons pas retrouvé la série décrite par CAROZZI (1948, p. 65) dans la région du Pré Marillier au-dessous de Provence. Peut-être est-elle actuellement recouverte ?

Un peu plus à l'W par contre, dans le lit du ruisseau descendant de Mutrux, nous avons observé à la cote 715 m, un petit affleurement de marnes et marno-calcaires gris-noir, accompagnés de brèches à éléments noirs également.

Comme nous nous trouvons ici juste sous une paroi de calcaire valanginien, ces roches doivent bien appartenir au Purbeckien.

CHAPITRE II

LE CRÉTACÉ

Il n'affleure que dans la partie S et constitue la couverture normale du flanc jurassique des anticlinaux du Mont Aubert et du Soliat.

Les descriptions des terrains néocomiens ne manquent pas dans les environs de Neuchâtel. On trouve aussi dans les travaux de BAUMBERGER (1903, p. 38-39) des profils relevés dans des carrières de Fresens, Bonvillars et Saint-Maurice. Par conséquent, nous ne reprendrons pas en détail des descriptions figurant dans des études antérieures : nous nous bornerons à rappeler certains faits particuliers concernant notre secteur, d'autant plus que BERTSCHY 1958, dans son étude du Crétacé de la bordure du lac entre La Lance et Grandson, a déjà décrit nos meilleurs affleurements.

BURRI (1956, p. 624-625) a également analysé de façon détaillée pour le Valanginien et l'Hauterivien, les profils les plus complets de la région, à savoir ceux des carrières de Saint-Maurice-Champagne (539,880/187,800) et des environs de Tivoli-Bonvillars (541,360/188,310)¹.

¹ On pourra trouver chez ces auteurs un historique et une bibliographie traitant de l'évolution des conceptions au sujet de ces terrains.

Le Valanginien

De l'avis unanime des auteurs (FREI, 1925 — MÜHLETHALER, 1931 — AUBERT, 1943 — JORDI, 1955 — BURRI, 1956 — HÄFELI, 1966), le Valanginien se subdivise de haut en bas comme suit :

Complexe 5	marnes	couches à Bryozoaires et Spongiaires couches à <i>Astieria</i> couches de Villers	Valanginien supérieur ou Valanginien s. st.
Complexe 4	calcaires	calcaire roux limoniteux	
Complexe 3	marnes	marnes d'Arzier	
Complexe 2	calcaires	Marbre bâtard	Valanginien
Complexe 1	calcaires	calcaires oolithiques alternant avec des marnes	inférieur ou Berriasien ou Infravalanginien

On trouvera dans le travail de BURRI (1956, p. 601-608) des précisions sur la définition de ces complexes, ainsi que sur les limites de l'étage.

a) *Valanginien inférieur*

Dans la zone S du Mont Aubert, le Valanginien n'affleure nulle part en coupe complète, et il n'est pas possible d'examiner le passage du Purbeckien au Crétacé. Les marnes du complexe 1 doivent contribuer à la formation de la combe purbeckienne ; mais on sait que celle-ci est recouverte presque partout de dépôts glaciaires.

Les premiers affleurements valanginiens observables sont donc constitués par des calcaires oolithiques, pseudo-oolithiques ou spathiques, alternant avec des niveaux marno-calcaires ou marneux, parfois noduleux. La teinte de ces formations varie du gris-beige au jaune, jaune-brun ; elles sont aussi parfois grisâtres ou tachetées de gris.

Ce complexe est surmonté d'un ensemble essentiellement calcaire correspondant au Marbre bâtard. La limite n'est pas toujours très franche entre les deux. Il s'agit d'un calcaire dur, compact, souvent saccharoïde, à cassure esquilleuse. La couleur est également très changeante : blanc, jaune, gris jaunâtre, rosé, parfois avec des taches lie-de-vin.

b) Valanginien supérieur

Nous n'avons pas observé les marnes d'Arzier. BERTSCHY (1958, p. 224) pense qu'elles n'existent pas dans la région. En effet, on remarque à deux endroits (carrière de Bonvillars et chemin forestier Corcelles-Fontanezier, entre les cotes 720 et 750)¹ que le calcaire roux du Valanginien supérieur surmonte immédiatement le faciès Marbre bâtard.

Les calcaires du Valanginien supérieur (leur nom l'indique) présentent une teinte rouge-brun ou jaune-brun foncé. Ils sont très spathiques (« *Echinodermenbreccie* » selon BERTSCHY), plaquetés en bancs de 1-10 cm, et présentent souvent une stratification entrecroisée. Par ces caractères, ils peuvent parfois être confondus avec certains niveaux de l'Hauterivien supérieur (ils sont toutefois plus spathiques, mais moins oolithiques). Les calcaires sont quelquefois entrecoupés de bancs marno-calcaires. La limonite s'observe en général au sommet du complexe, mais sa position n'est pas fixe, comme d'ailleurs le diamètre des grains qui est très variable mais dépasse rarement 0,7-0,8 mm.

Dans le Valanginien supérieur, on peut également trouver des lentilles siliceuses. Le fait a déjà été signalé par BAUMBERGER (1903, p. 39) — en particulier à Bonvillars — BERTSCHY (1958) et FAVRE (1962).

Remarquons que même lorsqu'elles n'affleurent pas, les formations du Valanginien supérieur donnent au sol qu'elles engendrent une coloration brun-rouge assez caractéristique.

Mentionnons dans ce complexe la découverte d'un *Pygurus rostratus* Ag. sur le chemin forestier Corcelles-Fontanezier, au-dessus de la bifurcation du sentier 720 m, ainsi que de nombreux débris de Crinoïdes, Bryozoaires, accompagnés d'une dent de poisson² à Bonvillars.

Le complexe des marnes à Astieria (complexe 5) n'a pas été observé.

L'Hauterivien

Si la division en deux complexes :

Hauterivien supérieur calcaire = Pierre Jaune

Hauterivien inférieur marneux = Marnes Bleues

¹ Ces affleurements sont également cités par BERTSCHY.

² BERTSCHY signale la découverte d'une dent de *Pycnodus* à Tivoli. HÄFELI (1965, p. 59) mentionne également des dents de *Pycnodus* et de *Strophodus* dans le Valanginien supérieur de Valangin (couche 29).

est admise grosso modo, les opinions divergent quelque peu sur une subdivision lithologique plus fine.

Ainsi BERTSCHY (1958, p. 226-228) envisage trois groupements, à savoir de haut en bas :

zone calcaire = Pierre Jaune de Neuchâtel,	Hauterivien supérieur
zone marno-calcaire	
marnes hauteriviennes	Hauterivien inférieur

HÄFELI (1966, p. 594) distingue 4 niveaux successifs ¹ :

« ... Pierre Jaune-Zone
Mergel-und-Kalk-Zone
Knollenmergel-Zone
Mergel-Zone... »

Les limites de ces subdivisions ne paraissent pas toujours franches, et varient d'une région à l'autre.

Au S et au SE du Mont Aubert, aucun affleurement ne présente l'Hauterivien en coupe complète. Les principaux gisements sont signalés dans le travail de BERTSCHY. Nous sommes d'ailleurs d'accord avec les subdivisions lithologiques de cet auteur.

a) *Hauterivien inférieur*

La nature pétrographique de l'Hauterivien inférieur — marnes grises, gris-bleu ou jaunes, contenant des intercalations marno-calcaires parfois glauconieuses — favorise la formation de la combe hauterivienne entre les deux crêts valanginien et hauterivien supérieur. Bien que cette combe soit le plus souvent remplie de dépôts morainiques, à certains endroits, elle se dessine fort bien dans la morphologie, même si les marnes n'affleurent pas. Ainsi, elle se marque bien au N d'Onnens. Plus à l'E, la combe hauterivienne constitue la zone de culture et de pâturage longeant la forêt sous le hameau de Vernéaz. Elle s'enfonce dans le ravin de la Vaux où la plasticité de certains niveaux favorise le glissement de gros paquets de Pierre Jaune. BAUMBERGER (1905, p. 14) cite la présence des marnes au centre du village de Fresens. Vers l'E, la combe hauterivienne est encore visible au-dessus de Saint-Aubin, au N et à l'E de Gorgier. Sur tout le territoire, elle est jalonnée de sources ou de prises d'eau.

¹ Dans la région de Chamblon, JORDI (1955) parvient même à subdiviser l'Hauterivien en 7 horizons (p. 7), dont 4 pour l'Hauterivien inférieur et 3 pour l'Hauterivien supérieur.

b) *Hauterivien supérieur*

Nous ne reprendrons pas en détail l'analyse de ces formations ; le faciès Pierre Jaune a déjà été maintes fois décrit.

Rappelons brièvement que le calcaire de sa base est un calcaire détritique, spathique, glauconieux et zoogène, alors que la partie supérieure est plutôt oolithique.

Les bancs minces peuvent présenter une stratification entrecroisée. Il existe des passées marneuses et marno-calcaires, mais les Marnes d'Uttins de JORDI (1955) ou à *Eudesia semistriata* de SCHARDT et DUBOIS (1902, p. 271), qui s'intercalent entre les deux faciès, n'ont pas pu être identifiées.

Le Barrémien (Urgonien)

SCHARDT et DUBOIS (1902), SCHARDT (1910), FREI (1925) ont décrit les terrains barrémiens du littoral neuchâtelois, en particulier entre Serrières et Saint-Aubin. Malgré les grandes variations de faciès de ces formations, (MEIA, 1965, p. 26), on parvient sur notre territoire à distinguer les deux grands complexes lithologiques :

Barrémien supérieur = Urgonien blanc

Barrémien inférieur = Urgonien jaune qui doit correspondre partiellement aux « couches de la Russille » de JACCARD (1869).

Cependant, nous n'avons pas pu observer la succession détaillée de ces dépôts.

Les limites du Barrémien inférieur et du Barrémien supérieur sont parfois arbitraires. Les calcaires de la base sont très semblables à ceux de l'Hauterivien supérieur : calcaires spathiques glauconieux, parfois oolithiques, de couleur jaune à jaune-brun — devenant plus clairs vers le haut — avec des alternances de marnes et de marno-calcaires.

Le Barrémien supérieur montre une teinte plus claire, blanc ou gris-blanc. Il est surtout constitué par une roche dure, parfois oolithique, souvent recristallisée, rappelant par certains aspects le Marbre bâtarde du Valanginien inférieur ou même des faciès du Malm.

Mentionnons encore l'existence du calcaire poreux à imprégnation d'asphalte affleurant dans la région de Saint-Aubin (SCHARDT, 1910 — FREY, 1922).

L'Aptien

En examinant les affleurements barrémiens, on constate à plusieurs endroits des fissures et des cavités remplies de matériel argileux et sableux. Il s'agit de poches ou d'anciennes diaclasses élargies et comblées après coup. On en rencontre partout dans l'Urgonien.

Les plus frappantes se trouvent dans les carrières de La Raisse (547,150/190,200) et le long de la route cantonale. Le matériel de remplissage est constitué par des sables verdâtres et des argiles vertes ou rouge-brun. Ces dépôts contiennent aussi des grains de quartz et de glauconie visibles à l'œil nu ou à la loupe. La pyrite bien cristallisée, parfois abondante, existe également dans la roche encaissante, où certains plans de diaclasses sont même tapissés d'un enduit pyriteux parfaitement cristallisé.

BERTSCHY (1958) décrit en détail ces formations. L'étude d'une microfaune (Orbitolines) lui permet (p. 231-236) de dater certains de ces dépôts de l'Aptien inférieur. A la fin de l'Urgonien, il envisage une régression et une dénudation accompagnée d'une érosion karstique, suivie à l'Aptien d'une transgression ; toutefois les dépôts de cette période ne subsistent que dans des poches ou des fissures de leur substratum, à la suite de l'émersion de la fin du Crétacé et de la nouvelle dénudation qui en est la conséquence.

Ainsi, certaines argiles rouges de remplissage réputées sidérolithiques, pourraient aussi bien appartenir à l'Aptien qu'au Tertiaire inférieur.

Il est intéressant de remarquer — le phénomène s'observe surtout dans la carrière inférieure de La Raisse — que les parois des cavités de remplissage sont de deux types : certaines ne portent aucune trace de déformation et semblent être des diaclasses élargies par une circulation d'eau ; d'autres doivent plutôt être mises en relation avec des déformations tectoniques — plans de faille — car elles portent de nombreuses traces de mouvements, en particulier des stries de glissement. Une association des deux processus n'est pas exclue.

Sur le versant SE de la Montagne de Boudry, DUBOIS (1913) a signalé et décrit une poche à fossiles albiens dans une carrière d'Urgonien supérieur.

LE TERTIAIRE

Les formations à faciès sidérolithiques sont rares. Elles n'apparaissent que dans quelques anciennes cavités karstiques.

Ainsi BERTSCHY (1958) et FAVRE (1962) en signalent une poche dans les calcaires hauteriviens de la carrière de La Galilée (542,420/188,380) au N d'Onnens. Elle est encore en partie visible aujourd'hui. Le matériel de remplissage est plus gréseux que celui des fissures urgoniennes. Selon BERTSCHY (1958, p. 236), il s'agit vraisemblablement de dépôts éocènes.

En bordure de la route Neuchâtel-Yverdon¹, nous avons découvert une petite poche contenant des sables et des argiles brun-rouge, parfois brun-jaune avec de nombreuses petites concrétions de limonite. Le faciès de ce matériel est sidérolithique ; il contient encore un peu de carbonate.

Lors de l'ouverture d'une fouille en bordure du lac, à l'E de Chez le Bart (551,100/195,400), il nous avait été signalé du matériel sidérolithique avec de grosses concrétions limoniteuses. Lorsque nous avons pu visiter le chantier, l'excavation venait malheureusement d'être remblayée. Le matériel récolté dans les déblais consiste en une argile compacte brun-rouge, mais sans nodules de limonite.

La Molasse n'affleure pas dans la partie occidentale du terrain étudié, mais elle existe dissimulée par des dépôts quaternaires. Celle de La Lance signalée par JACCARD (1869, p. 275) n'est plus visible aujourd'hui². HEIM et HARTMANN (1919, p. 33) mentionnent la présence de sables à huile (Ölsand) de la molasse aquitanienne, dans les fondations d'une maison à Onnens.

Les affleurements molassiques les plus proches se trouvent sur le cours de l'Arnon, à l'W de notre territoire. Il s'agit de marnes stampiennes de la série « Gipsmergel » (BERTSCHY, 1958). Quant au gisement de La Poissine décrit par SCHARDT (1910), il est actuellement recouvert de remblais.

A la sortie E du village de Chez le Bart (550,350/194,790), en bordure de la route cantonale, affleure un calcaire blanc, de faciès

¹ Dans la partie orientale de l'affleurement situé à la frontière cantonale.

² Elle a été trouvée par forage à la profondeur de 4 m 80 près du cours de la Dia (546, 175/190,0). Nous remercions, le Bureau des autoroutes à Lausanne de nous avoir autorisé à visiter ce forage.

conglomératique, dont les galets sont d'origine urgonienne. Cette formation repose en discordance sur l'Urgonien supérieur ; le phénomène s'observe surtout dans la tranchée du chemin de fer juste au-dessus, où ces couches affleurent aussi.

SCHARDT (1901, p. 140-143) a décrit l'affleurement du chemin de fer. Bien que ces dépôts ne contiennent pas de fossiles, il les considère comme équivalents d'un calcaire d'eau douce à *Helix Ramondi* (Aquitanien inférieur) trouvé à Trois Rods (au N de Boudry); il envisage ces formations (p. 143) comme « ... un dépôt littoral d'eau douce formé dans le même lac que le calcaire de Trois Rods » et ceci « ... au voisinage de l'embouchure d'un ruisseau chargé de galets urgoniens ».

Aux limites E de notre territoire, la Molasse affleure à la sortie des gorges de l'Areuse et dans les environs de Boudry. Les gisements ont été décrits par SCHARDT et DUBOIS (1902) et FREI (1925). Nous n'en avons pas repris l'étude.

CHAPITRE IV

LES FORMATIONS QUATERNAIRES

Les moraines — vestiges des anciennes extensions du glacier du Rhône — qui recouvrent abondamment les versants des anticlinaux, appartiennent aux dépôts quaternaires des flancs du Jura tels que les envisage et les décrit PORTMANN (1956, p. 16-17) : « ... moraines pétrographiquement hétérogènes, c'est-à-dire renfermant des galets alpins et des galets jurassiens », où l'on trouve de la moraine de fond, de la moraine superficielle et de la moraine lavée. Ces dépôts sont considérés comme würmiens.

Les restes de la glaciation rissienne (THIÉBAUD, 1937, p. 43-44 — PORTMANN, 1956, p. 16) sont rares ; ils sont représentés par des galets alpins — surtout des quartzites — observés entre La Combe (538,850/194,950) et Le Mont (543,700/195,460) à des altitudes variant entre 1210 et 1300 m.

A propos de cette glaciation rissienne, il faut mentionner l'existence d'un gisement situé au N de Corcelles, décrit par JAYER et PORTMANN (1961, p. 644-645)¹ et renfermant un cailloutis interglaciaire. Dans un autre gisement situé plus à l'W (Tuileries près de Grandson), ces auteurs ont pu par la suite dater une moraine rissienne

¹ Les coordonnées du gisement figurant dans le travail cité (p. 644) sont inexactes ; il s'agit en réalité de 543,380/189,190.

située au-dessous du même cailloutis (JAYET et PORTMANN, 1966, p. 960-964).

La limite supérieure des moraines würmiennes — au voisinage de la cote 1100-1160 m — n'est pas toujours facilement décelable, car ces formations passent souvent à de la moraine remaniée où la fraction jurassienne du matériel augmente considérablement.

A certains endroits — flanc S du Mont Aubert — cette moraine est recouverte d'éboulis qui cachent sa partie supérieure.

Dans certains secteurs, la moraine würmienne passe sans limite bien nette à un matériel que nous qualifierons de blocaille de gélivation. Il ne s'agit pas de vrais éboulis, mais de débris provenant de la désagrégation de la roche par gélivation. La forêt est très souvent installée sur ces terrains, et les arbres déracinés par des ouragans permettent de voir la roche en place ¹.

Ces formations peuvent présenter une certaine étendue, mais elles ne sont jamais très épaisses. Dans les zones où la pente est la plus accentuée, cette blocaille est affectée d'un mouvement de reptation (« creep ») ; on en voit la preuve dans la courbure que présentent les troncs d'arbres dans leur partie inférieure et dans la position redressée de certains gros blocs. Cette blocaille de gélivation se trouve sur le versant des anticlinaux, au-dessus de la limite supérieure des moraines.

Sur les sommets et dans la zone des pâturages, au contraire, la roche est souvent cachée sous des sols résiduels. L'épaisseur de cette couverture varie de quelques centimètres à quelques décimètres au plus, mais elle suffit à dissimuler presque complètement la roche en place.

Ces régions appartiennent donc au Jura-pelouse de AUBERT (1965).

Comme dépôts récents, nous pouvons encore citer un petit affleurement de tuf calcaire près de la prise d'eau de Corcelles (543,250/190,070). BERTSCHY (1958, p. 256) en mentionne un autre dans la même combe hauterivienne au point 543,250/189,850.

¹ Ces formations n'ont pas été représentées de façon spéciale sur notre carte géologique, car elles proviennent de la roche sous-jacente reconnue stratigraphiquement. Les vrais éboulis sont par contre cartographiés.

TECTONIQUE

L'étude des problèmes tectoniques a été effectuée selon les méthodes de la géologie structurale enseignées à l'Institut de géologie de Neuchâtel. Sur le terrain, les observations suivantes ont été faites en complément du lever de la carte géologique :

- direction et pendage des plans de couches ;
- direction et pendage des plans de diaclases ;
- traces de mouvements (stries, cannelures, lunules) sur les plans de couches et de diaclases ;
- mesure de leur direction et de leur inclinaison, avec (si possible) le sens du mouvement ;
- les zones de brèches tectoniques.

Les axes de plis représentés sur les figures et planche suivantes résultent de la construction de diagrammes stéréographiques (hémisphère supérieur) à partir des plans de couches (WEGMANN, 1929 — SCHAEER, 1956, p. 64 — MEIA, 1965, p. 28-29).

La région est traversée par deux anticlinaux majeurs, correspondant grosso modo aux chaînes topographiques. Il s'agit de l'anticlinal du Mont Aubert au S et de celui du Soliat-Montagne de Boudry au N. Ces deux plis sont séparés par le synclinal des Rochats (cf. pl. II).

Dans sa partie médiane, l'anticlinal du Soliat est déformé par des replis secondaires déterminant sur son flanc S l'anticlinal mineur de Sur la Joux — prolongé à l'E par celui du Crêt Teni — ainsi que les synclinaux de La Porette et de La Baronne.

Les plis sont souvent affectés d'accidents transversaux ou obliques (rarement longitudinaux) de style cassant, fractures, décrochements, failles.

On peut en distinguer deux catégories :

a) Les accidents principaux qui recoupent un ou même plusieurs plis. Ils déterminent aussi parfois l'interruption de certains anticlinaux (ou synclinaux) mineurs.

A cette catégorie, il faut rattacher le décrochement du Mont Aubert, les dislocations de La Rougemonne et du Laga, le pli-faille de la Montagne de Boudry.

b) Les accidents secondaires, d'extension plus restreinte, dépendant ou non des accidents principaux. Ils existent surtout sur les flancs des anticlinaux.

LES PLIS MAJEURS

1. *L'anticlinal du Mont Aubert*

Il borde le lac de Neuchâtel immédiatement au N, dans la partie méridionale de notre territoire. Il semble que l'on puisse le considérer comme la prolongation au NE de l'anticlinal Suchet-Aiguilles de Baulmes (RITTENER, 1902) bien que la continuité entre les gorges de la Covatanne¹ et le village de Bullet ne soit pas très claire.

Dans la région de Mauborget, CUSTER (1932) montre que cet anticlinal possède quelques complications sur son flanc S, avec notamment la présence d'un synclinal secondaire.

Sur notre terrain, l'anticlinal du Mont Aubert est coupé obliquement par une importante dislocation de type décrochement, d'orientation N 100-120° E, que nous avons appelé décrochement du Mont Aubert ; il sépare l'anticlinal en 2 tronçons :

a) au SW de l'accident (secteur du Crosat) un pli dissymétrique, à flanc S redressé dans sa partie supérieure (pendages de 70-76° au S), parfois même vertical ; dans la retombée N, les pendages ne dépassent pas 45-50°. Son axe possède une direction de N 62° E avec une inclinaison de 8° vers l'E.

b) au NE du décrochement se trouve l'anticlinal du Mont Aubert proprement dit, rejeté d'environ 2 km vers le SE le long de la trace de l'accident. L'axe de l'anticlinal est tout d'abord horizontal avec une direction N 44° E. Il va peu à peu plonger et tourner légèrement vers l'E.



Fig. 6. — Axe de l'anticlinal du Mont Aubert, entre le pt 1318 et Sur la Roche.

Ainsi, entre le pt 1318 et Sur la Roche, il possède une direction N 56° E, avec une inclinaison de 5° NE (fig. 6).

En direction de l'E, les 2 flancs de l'anticlinal du Mont Aubert montrent une évolution intéressante :

¹ Carte nationale de la Suisse au 1:25 000, feuille 1182 Sainte-Croix.

— le flanc N redressé (pendages jusqu'à 70°) présente un changement progressif de l'orientation des plans de couches :

partie centrale des

Joux de Mutrux	dir. N $55-60^{\circ}$ E	pend. $56-60^{\circ}$ au N
carrefour pt 1094	dir. N 70° E	pend. 54° au N
chemin allant du carrefour 1094 aux Erses (cote 1115)	dir. N 90° E	pend. 28° au N

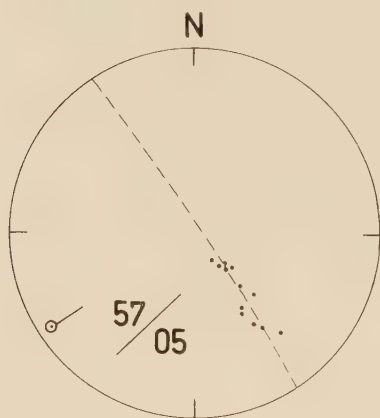


Fig. 7. — Axe du pli en genou.
Flanc S du Mont Aubert, partie W
du Bois de la Côte.

Aux Erses, les couches possèdent des directions variant de N 9° W à N 15° E, avec une inclinaison moyenne de 15° à l'E.

— dans le flanc S, les strates dessinent un grand pli en genou dont l'axe varie entre N $50-57^{\circ}$ E avec une inclinaison de $0-8^{\circ}$ à l'E, dans la partie occidentale du Bois de la Côte (fig. 7). Ce pli en genou influence fortement la topographie de ce secteur ; il s'atténue vers l'E. En parcourant le Bois de la Côte d'W en E, on observe aussi un changement progressif dans l'orientation des plans de couches.

Ainsi, on mesure :

cote 820, extrémité W
de la zone redressée,
sous le chemin du Bois
de la Côte
cote 910, chemin Bois
de la Côte
virage 850, même
chemin
cote 900, limite commu-
munale Concise-Mutrux
cote 910, W village de
Mutrux

dir. N 62° E	pend. 67° au S
dir. N 46° E	pend. 74° SE
dir. N 37° E	pend. 79° SE
dir. N 21° E	pend. 54° E
dir. N 7° E	pend. 38° E

Si l'on compare maintenant les deux flancs de l'anticlinal, on constate qu'à son extrémité orientale, le Mont Aubert se termine

en périclinal. Le fait se confirme par l'allure des couches sur la voûte du pli.

Ainsi, dans la région des Erses, l'axe de l'anticlinal s'oriente N 52° E avec une inclinaison de 15° à l'E.

Au SW de Provence où il disparaît sous la moraine, il tourne à N 41° E avec un plongement de 22° au NE (pl. II).

L'examen de la carte géologique et de la planche II montre que l'anticlinal du Mont Aubert conserve la direction générale des plis jurassiens dans cette région.

Il ne s'agit donc pas d'un pli aberrant dévié vers le lac comme on l'a dessiné sur les cartes tectoniques (« Guide géologique de la Suisse », fasc. I, pl. III, 1934 — « Notice explicative de la Carte géologique au 1 : 200 000, » feuille 1, par exemple). La courbure du pli représentée sur ces documents provient probablement de sa topographie.

En effet, si en se dirigeant vers l'E à partir de Mauborget, la crête sommitale — qui subit une perturbation à l'intersection du décrochement — aboutit au bord du lac dans la région de Vaumarcus, l'anticlinal par contre se ferme en périclinal en conservant sa direction initiale.

2. *Le synclinal des Rochats*

Il forme la prolongation vers l'E de la dépression tectonique séparant, dans la région de Bullet, la chaîne du Mont Aubert de celle du Chasseron (RITTENER, 1902)¹.

Le synclinal des Rochats est aussi sectionné par le décrochement du Mont Aubert. A l'W de cet accident (secteur du Creux-aux-Chèvres 538,500/191,600) l'axe du pli s'oriente N 72° E et plonge faiblement de 5° vers l'E.

Du côté oriental, après un rejet vers le SE (cf. pl. II), il s'élargit progressivement. Sa direction est dans l'ensemble régulière, N 72-67° E, avec un plongement pratiquement constant de 6° vers l'E. La direction subit cependant une perturbation importante au voisinage du décrochement du Mont Aubert et de la zone de dislocation du Grand Serrollet, où l'on note localement une direction axiale N 112° E. Cette perturbation n'est marquée que dans le flanc S du synclinal (flanc N de l'anticlinal du Mont Aubert). La largeur du synclinal dépasse déjà ici 1,5 km.

¹ La route conduisant de Mauborget au Val-de-Travers suit ce synclinal depuis le carrefour pt 1201 jusqu'à La Combe pt 1223.

Dans la région du Quarteron où il disparaît sous la moraine, le synclinal des Rochats a repris une direction N 62-68° E avec une inclinaison de 8° vers l'E.

Nous manquons de données pour examiner la terminaison orientale de ce synclinal. Nous pensons qu'il doit être progressivement absorbé par le flanc S du grand anticlinal du Soliat.

Le pli est dissymétrique, surtout dans sa partie orientale. Le flanc N est constitué par une longue pente monoclinale inclinée de 14-8° vers le S. Le flanc méridional est beaucoup moins étendu. Il n'est pas possible d'observer la charnière de ce synclinal ; dans les calcaires saccharoïdes du Portlandien supérieur, on passe — sur une distance de 60-70 m — d'un pendage de 8° vers le S, à un pendage de 57° au N, mais la zone de transition entre les couches ci-dessus ne montre pas d'affleurements.

On pourrait suggérer l'existence d'un pli-faille. Toutefois, nous n'avons observé aucun indice d'un accident de ce genre. Certes, les affleurements sont fort réduits et d'assez mauvaise qualité. Pourtant la roche n'y apparaît pas particulièrement fracturée ; on ne relève pas de plans ou de traces de mouvements, brèches tectoniques ou zones de broyage¹.

3. *L'anticlinal Soliat-Montagne de Boudry*

C'est le plus septentrional de la région étudiée. Il appartient entièrement à la chaîne Creux du Van-Montagne de Boudry, dont il constitue l'ossature principale.

Il correspond à la prolongation vers l'E de l'anticlinal de La Vaux (536/192), issu lui-même du flanc S du Chasseron. Lorsqu'il pénètre sur notre territoire, ce pli possède un flanc S redressé avec des pendages allant jusqu'à 70°. Vers l'E, cette inclinaison s'atténue progressivement (secteur La Russillonne Bellevue) et le versant prend une structure monoclinale (10-15°). Sur le flanc N, le pendage des couches dépasse rarement 30° ; les strates descendent régulièrement en direction de la Nouvelle Cencière.

Simultanément, le pli s'élève faiblement vers La Russillonne, puis devient horizontal (fig. 8) et sa direction varie légèrement de N 51° E à N 57° E.

¹ A l'exception d'un affleurement situé dans le ravin du ruisseau de la Vaux (700 m en amont du virage pt 757 de la route Mutrux-Provence). Dans une masse glissée et éboulée, on trouve en effet des plans de mouvements et de nombreuses stries de glissement ; leur situation est trop imprécise pour qu'on puisse en tirer aucune conclusion.

La dislocation de La Rougemonne recoupe l'anticlinal et déplace sa charnière vers le N (cf. pl. II), mais l'axe du pli reste horizontal et conserve la même direction.

A l'E de la dislocation de La Rougemonne, l'anticlinal du Soliat est profondément entaillé par le cirque du Creux du Van¹, large combe anticlinale argovienne avec une petite boutonnière de Callovien supérieur.

Au Creux du Van, le pli présente une dissymétrie frappante, avec un flanc N vertical, parfois même renversé (62-64° de pendage S dans l'arête du Dos d'Ane), contrastant avec la longue descente du flanc S vers le lac.

La zone de dislocation du Laga à son tour, recoupe l'anticlinal près de la Ferme Robert et le rejette au NW, mais la dissymétrie de ses deux flancs se poursuit à l'E de la zone de fractures. Le renversement des couches du flanc N s'accroît même en direction de la Montagne de Boudry (pendages atteignant 40° vers le S).

Ce flanc N de l'anticlinal n'affleure d'ailleurs que par lambeaux, l'érosion l'ayant complètement démantelé, ainsi que la charnière calcaire, nivelée jusqu'aux marnes argoviennes.

Nous avons déjà analysé en détail (MEIA, 1965, p. 30-35) le pli de la Montagne de Boudry. Nous nous contenterons donc d'en rappeler les traits les plus importants.

Cette prolongation orientale de l'anticlinal du Soliat reste fortement dissymétrique. Jusque dans les Côtes de Champ du Moulin, le flanc N est toujours renversé, avec un pendage moyen de 55° vers le S. Vers l'E, il se redresse, et à Trey mont il reprend une inclinaison normale de 66-80° vers le N, encore bien supérieure à celle du flanc S qui descend vers le lac en dessinant quelques légères ondulations longitudinales.

Le noyau de l'anticlinal formé par le sommet de la Dalle nacrée affleure dans le ravin des Lanvœennes et sur le chemin menant de Trey mont à la Ferme Robert.



Fig. 8. — Axe de l'anticlinal du Soliat. Région de La Russillonne.

¹ L'étude complète du Creux du Van n'entre pas dans le cadre de ce travail. Nous n'avons effectué dans ce secteur qu'une série de reconnaissances.

Un caractère des plus intéressants réside dans le fait que l'axe de cet anticlinal modifie simultanément son inclinaison et sa direction.

En effet, sensiblement horizontal jusque dans la région de la Grande Ecœurne (550/200), le pli plonge progressivement vers le NE. La valeur de l'inclinaison axiale atteint 12° aux Lanvœennes, 20° au Pré de Trey mont, 35° à Combe Garot (cf. pl. II), entraînant la

disparition par ennoyage de la combe anticlinale argovienne, du Séquanien et du Kiméridgien, entre l'Areuse et la colline du château de Rochefort.

Quant à la direction axiale du pli, elle est en même temps déviée vers le N. Orientée N $60-70^\circ$ E à l'E des Lanvœennes, elle passe à N $33^\circ-40^\circ$ E à Combe Garot, accuse même N 10° E entre la rivière et la ligne du chemin de fer.

Les flancs de l'anticlinal restent dissymétriques, mais avec un versant S tournant à l'E et un versant N — fortement réduit — devenant flanc W.

Ainsi, à l'instar du Mont Aubert, l'anticlinal de la Montagne de Boudry prend une structure périchlinal

inachevée, mais avec un plongement beaucoup plus prononcé (fig. 9).

Sur la rive N de l'Areuse — région de la colline du château de Rochefort — le flanc E du pli subsiste, alors que la retombée W et la charnière¹ ne sont plus visibles.

Il faut attribuer cette disparition aux effets conjugués de la tectonique (influence du pli-faïlle) et de l'érosion (déjà cité).

Au-delà de la colline du château de Rochefort, la direction axiale reprend une orientation NE, passant de N 26° E (inclinaison 25° au N) à N 43° E (inclinaison de 5° au NE).

Sous le village de Rochefort, elle atteint son point le plus bas dans la cluse du Merdasson qui tranche un ensellement de l'axe. A l'E en effet, celui-ci s'élève de 10° vers le NE (fig. 10). Un repli local indique une inclinaison dans le même sens (fig. 11).

¹ Cette charnière anticlinale disparaît au-dessus du sentier allant de la gare de Chambrelieu à Champ du Moulin.

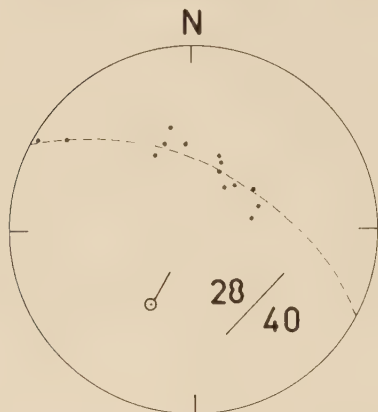
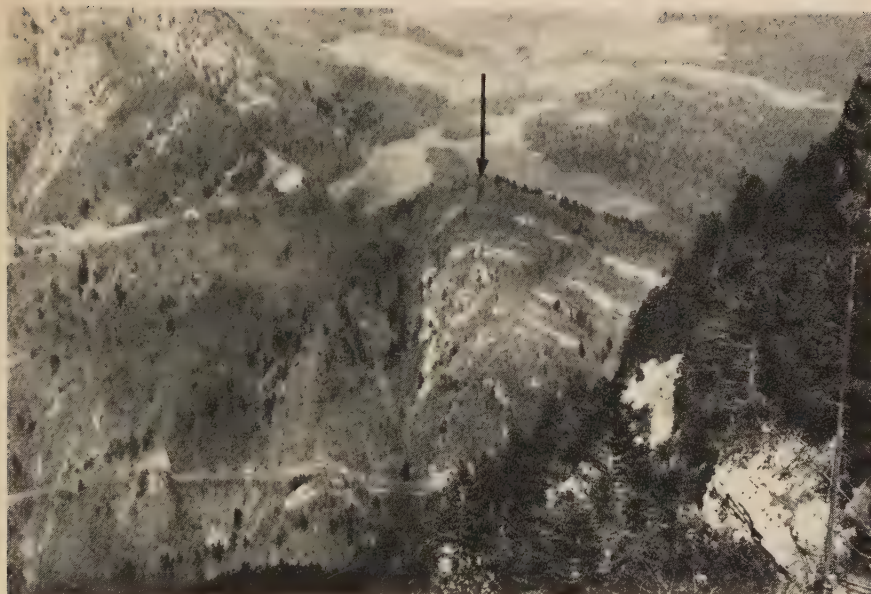
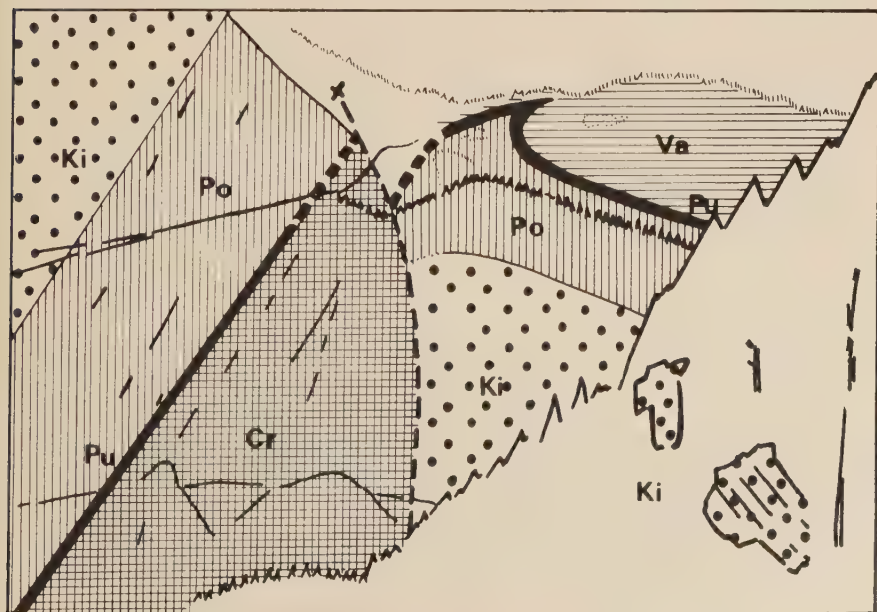


Fig. 9. — Charnière et axe de l'anticlinal de la Montagne de Boudry. Ligne du chemin de fer, au-dessus de Combe Garot.



Colline du Château de Rochefort (flèche), avec ennoyage du Kiméridgien et du Portlandien. Trace du pli-faille sur le versant N de l'Areuse.



Ki = Kiméridgien, Po = Portlandien, Pu = Purbeckien, Va = Valanginien, Cr = Crétacé du synclinal.

Les travaux de SCHARDT et DUBOIS (1902), RICKENBACH (1925) et THIÉBAUD (1937) ont montré que le contact entre l'anticlinal de la Montagne de Boudry et le synclinal du Val-de-Travers s'effectue par l'intermédiaire d'un pli-faïlle ; les couches du Malm de l'anticlinal chevauchant le Crétacé ou les terrains plus jeunes du synclinal. Il en résulte une réduction d'épaisseur du flanc N de la Montagne

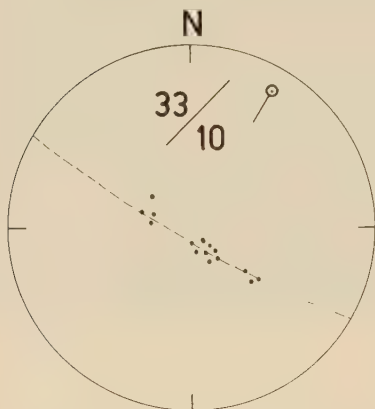


Fig. 10. — Axe de l'anticlinal de la Montagne de Boudry à l'E de la cluse du Merdasson (S de Rochefort)

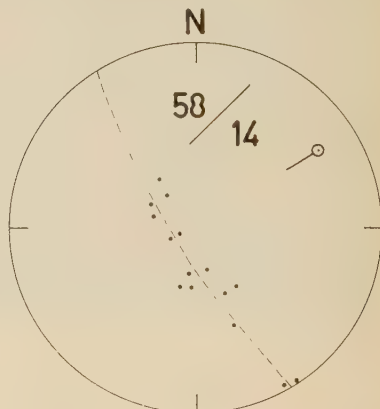


Fig. 11. — Axe de pli local dans le Portlandien. Cluse du Merdasson, rive E.

de Boudry. Sur notre territoire, le plan de faille n'est pas visible (MEIA, 1965, p. 33)¹.

Dans la topographie, la trace de l'accident ne se montre vraiment que dans la région de Combe Garot-château de Rochefort. On se rappelle que cette trace suit la courbure du pli à Combe Garot.

CHAPITRE VI

LES PLIS MINEURS

1. *L'anticlinal Sur la Joux-Crêt Teni*

Le versant S de la chaîne du Creux du Van, si uniforme dans la région orientale, est interrompu par une discontinuité topographique à la hauteur du Quarteron, après quoi il retrouve son orientation initiale.

¹ THIÉBAUD (1937) signale qu'il a observé sur son terrain un contact Kiméridgien-Molasse.

Cet accident topographique correspond à un petit synclinal — celui de La Porette — qui délimite l'anticlinal de Sur la Joux, sorte de repli secondaire de l'anticlinal du Soliat.

Ce pli mineur présente une direction axiale de N 41° E avec une inclinaison de 10° vers le SW (fig. 12). Il s'élève donc en direction du NE, et est recoupé obliquement par la dislocation de La Rougemonne qui se marque par une longue dépression d'orientation sensiblement N-S.

Du côté E de la zone déprimée, le pli se poursuit dans le Crêt Teni. Le flanc SE ne paraît même pas être affecté par la dislocation. Le *Banc à Nérinées* qui y affleure — là où il n'est pas masqué par la végétation — ne présente pas de discontinuité.

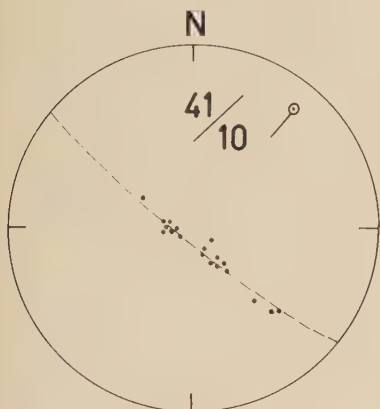


Fig. 12. — Axe de l'anticlinal de Sur la Joux à l'W de la dislocation de La Rougemonne.

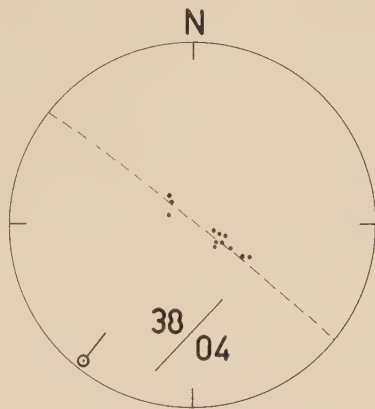


Fig. 13. — Axe de l'anticlinal Sur la Joux-Crêt Teni à l'E de la dislocation de La Rougemonne.

La direction de l'anticlinal est concordante de part et d'autre de la dislocation. Il n'y a donc pas de véritable rejet, mais seulement une déformation locale. L'inclinaison axiale par contre s'inverse ; entre la dépression et le Crêt Teni, elle est de 4° vers le NE (fig. 13) ¹.

Vers l'E, le pli modifie sa direction et augmente légèrement son inclinaison (cf. pl. II). Entre le Crêt Teni et le Crêt aux Moines,

¹ La dislocation doit donc se situer sur une légère culmination axiale, à moins que cette variation dans le sens de l'inclinaison soit due précisément au jeu de la fracture.

l'axe s'oriente N 57° E avec un plongement de 4° vers l'E (fig. 14). A l'E de La Chaille, la direction axiale atteint N 65° E, et l'inclinaison 10° E (fig. 15).

Dans la dépression du Laga, l'anticlinal est interrompu définitivement par une nouvelle zone de dislocation.

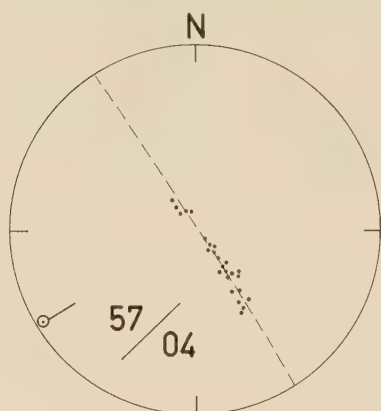


Fig. 14. — Axe de l'anticlinal Sur la Joux-Crêt Teni, entre le Crêt Teni et le Crêt aux Moines.

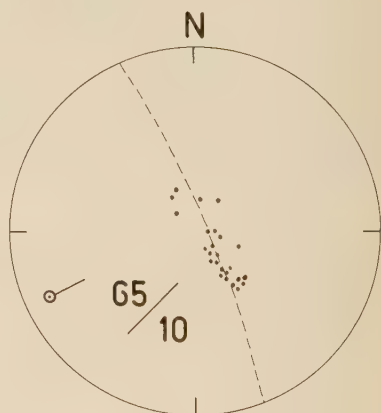


Fig. 15. — Axe de l'anticlinal Sur la Joux-Crêt Teni à l'E de La Chaille.

2. Le synclinal de La Porette et le synclinal de La Baronne

Le synclinal de La Porette est un petit pli aux flancs peu inclinés, dépassant rarement 18°. Il prend naissance au N de Vers chez Roulin avec une direction axiale sensiblement parallèle à celle de l'anticlinal de Sur la Joux, N 38° E, inclinaison de 7° au SW.

Il perd son individualité à l'approche de la dislocation de La Rougemonne. En effet, déjà à partir du pt 1322 (544,475/195,970)¹, l'orientation des couches devient de plus en plus irrégulière, et le pli ne se marque plus.

A l'E de la dépression, le synclinal se retrouve dans la zone déprimée de La Baronne séparant la bordure S du Creux du Van du Crêt aux Moines. Cette dépression est d'ailleurs utilisée par le chemin conduisant de Gorgier à la ferme de La Baronne et au Soliat.

Dans ce secteur, l'axe du pli, horizontal dans sa partie occidentale s'incline très légèrement vers l'E à la Grand Vy. Son orientation

¹ Chalet situé entre Vers chez Amiet et La Rougemonne.

varie entre N 53° E et N 56° E. Les flancs sont réguliers ; on y observe des pendages allant jusqu'à 31-32°.

Ce synclinal est également interrompu par la dislocation du Laga.

CHAPITRE VII

LES ACCIDENTS CASSANTS

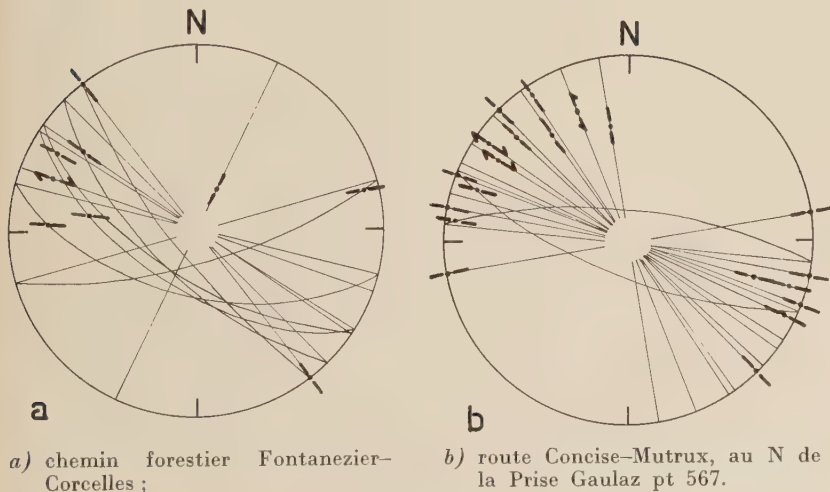
A. LES ACCIDENTS PRINCIPAUX

Le décrochement du Mont Aubert

Nous avons déjà signalé (MEIA, 1966) l'existence d'un important décrochement sur le flanc S du Mont Aubert entre La Lance et le Petit Serrollet. Rappelons les principales observations qui ont permis de mettre cet accident en évidence :

- l'existence d'un rejet stratigraphique ;
- l'existence de miroirs de failles et de zones bréchifiées ;
- l'orientation des diaclases prenant sensiblement la direction de l'accident (N 100-120° E) ;
- les stries de glissement indiquant surtout des mouvements à composante horizontale (fig. 16).

Fig. 16. — Décrochement du Mont Aubert. Plans et traces de mouvements :



Nous avons émis l'hypothèse d'une prolongation de l'accident en direction du NW, à partir de l'ensellement du Petit Serrollet.

Nous possédons maintenant des éléments confirmant cette hypothèse:

— malgré l'absence de repères stratigraphiques (sur le flanc N de l'anticlinal, le *Banc à Nérinées* n'a plus été retrouvé avec certitude à l'W des Joux de Corcelles), une étude minutieuse de la région de La Combe révèle une interruption dans la continuité des plis ;

Près du pt 1235, les couches à pendage N — constituant la retombée de l'anticlinal — viennent buter en biseau contre des strates inclinées au S et formant le flanc du synclinal des Rochats.

En examinant les versants de ces deux plis, on peut alors mesurer les rejets figurés sur la planche II.

— l'orientation des diaclases (N 100-120° E), relevée au voisinage du décrochement sur le flanc S de l'anticlinal du Mont Aubert, s'observe également sur le versant N et dans le synclinal ;

— dans la région de La Combe, les traces de mouvements (surtout des stries de glissement) s'orientent N 110-120° E, avec un déplacement relatif du compartiment N vers l'E, correspondant bien au sens général du décrochement (fig. 17).

La trace du décrochement du Mont Aubert se perd dans le synclinal des Rochats¹. Cependant, lors d'une reconnaissance en direction

du NW, effectuée sur le chemin de La Vaux, nous avons relevé un important système de fractures s'orientant N 110-120° E, notamment dans les grands affleurements au N du pt 1363 (537,700/192).

Dans la même région, la dépression du Gros Vesin — entre les pt 1363 et 1303 — pourrait aussi s'expliquer par l'existence d'une zone fracturée, en relation elle-même avec une prolongation de la dislocation. Il existe d'ailleurs un contraste morphologique entre les deux bords de cette dépression. Le décrochement du Mont Aubert atteindrait alors les marnes de

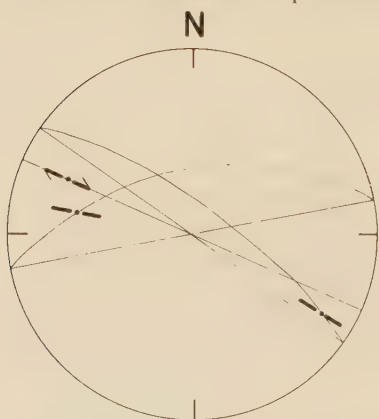


Fig. 17. — Décrochement du Mont Aubert. Plans et traces de mouvements. Région La Combe.

¹ Des gouffres importants bordent cette zone de fractures, notamment aux pt (538,550/191,650) le Creux-aux-Chèvres — (539,150/192,100) la Baume de La Roguine — (539,510/191,810) sans toponyme

l'Argovien de l'anticlinal de La Vaux. Actuellement, nous ne possédons pas suffisamment d'éléments pour le démontrer.

A l'autre extrémité, dans la région de La Lance, la trace de l'accident se divise en deux embranchements :

a) Un embranchement inférieur conservant la direction générale de l'accident et aboutissant au lac.

Il délimite 2 secteurs bien distincts :

- un secteur N, riche en affleurements crétacés ;
- un secteur S, formé en surface uniquement de dépôts quaternaires qui recouvrent probablement la molasse.

b) Un embranchement supérieur (orienté N 65° E) prenant plutôt l'allure d'une faille, et mettant en contact les couches redressées d'un bourrelet de faille de Valanginien inférieur, avec du Barrémien passablement tectonisé. Cet accident recoupe également les affleurements hauteriviens ¹.

Cette région de La Lance est très fracturée. Le long de la route cantonale par exemple, les affleurements sont découpés par une série de failles subverticales.

On peut ainsi délimiter un coin affaîssé de Barrémien (ce coin est lui-même faillé; la trace d'une fracture se place juste au-dessus de la source de la Dia) en contact avec une série continue allant de l'Hauterivien inférieur (Marnes Bleues très tectonisées, parfois replissées) au Barrémien supérieur. Les observations et le profil schématisé donnés par BERTSCHY (1958, p. 248-249 et fig. 9) concordent avec les affleurements encore visibles aujourd'hui.

Les stries de glissement le long de la route cantonale (fig. 18) montrent que les mouvements les mieux marqués sont ceux du décrochement. Les autres appartiennent

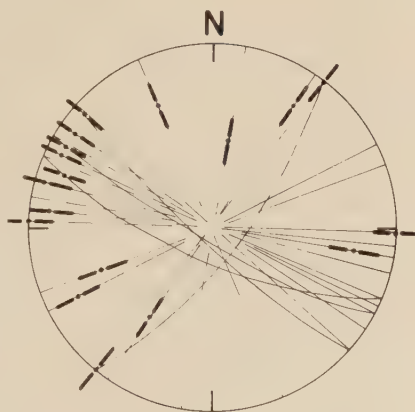


Fig. 18. — Décrochement du Mont Aubert. Plans et traces de mouvements. Région de La Lance, le long de la route cantonale.

¹ Il est possible que la trace de cette fracture se poursuive en direction du SW sous la moraine. Dans ce cas, il ne faut plus la considérer comme un embranchement du décrochement du Mont Aubert, mais comme un accident indépendant — dans une certaine mesure — du décrochement principal.

aux failles citées ci-dessus; mais il faut remarquer que les stries verticales ou très inclinées sont rares sur les plans de mouvements.

La trace du décrochement du Mont Aubert est sensiblement rectiligne. Sa direction varie quelque peu dans la région de La Lance où elle passe de N 120° E à N 100° E.

Le long de la trace de l'accident (Bois de Vuillerens et N de Concise), on remarque quelques lambeaux ou écailles arrachés à l'une des lèvres. Il en existe peut-être d'autres sous les éboulis et la moraine.

On observe également parfois (Valanginien entre la route cantonale de La Lance et la route Concise-Mutrux — Portlandien au N de Concise) une accentuation du pendage des couches due à des bourrelets de faille.

Les plans de mouvements observés le long de l'accident sont verticaux ou fortement inclinés (70-90°) tantôt vers le N, tantôt vers le S, avec une légère prépondérance au N.

La dislocation de La Rougemonne

La dépression de La Rougemonne constitue une longue entaille transversale dans la chaîne du Creux du Van. Orientée sensiblement N-S, jalonnée par une importante série de dolines — on en compte plus d'une trentaine sur la carte topographique (feuille 1163 Travers) — elle s'allonge sur près de 3 km.

THIÉBAUD (1937, p. 66) a attribué cet alignement de dolines à un accident tectonique, une faille, sans apporter d'autres éclaircissements. Pour notre part, nous avons considéré cette dépression comme la trace d'une sorte de décrochement.

En effet, les mêmes plis ne se retrouvent pas toujours exactement de part et d'autre de la zone déprimée. Les dolines résultent de l'existence d'une zone broyée, d'ailleurs confirmée par l'observation de nombreuses brèches de friction, de diaclases et de zones fracturées. En revanche, du fait de l'importance de l'érosion karstique, les traces de mouvements sont très rares. Nous n'avons pu en relever qu'à un seul endroit, dans la grande doline (544,900/195,430) où des stries permettent de reconstruire un mouvement à composante horizontale dominante (plan porteur vertical orienté N 40° E; stries inclinées de 10° vers le SW).

La stratigraphie n'est malheureusement d'aucun secours pour préciser l'ampleur du déplacement, tous les affleurements étant constitués par des calcaires kiméridgiens sans horizon-repère.

Le déplacement de l'axe anticlinal du Soliat ainsi que le changement de direction axiale entre Sur la Joux et le Crêt Teni (cf. pl. II) suggèrent cependant un mouvement à composante horizontale dominante de type décrochement, dont le compartiment E a été repoussé vers le N. Dans ce déplacement, la composante verticale ne doit toutefois pas être négligeable, compte tenu des altitudes moyennes, différentes sur les deux lèvres de la dislocation.

La dislocation de La Rougemonne disparaît avec sa cicatrice topographique. Au S, elle est absorbée par le flanc de l'anticlinal du Crêt Teni, où les affleurements n'en montrent plus trace.

En direction du N, nous ne possédons actuellement pas d'éléments permettant de la prolonger au-delà du chemin conduisant à la Ferme du Soliat.

A l'W de la dislocation de La Rougemonne, on trouve 3 autres dépressions de même type, quoique plus courtes.

Des observations analogues aux précédentes — alignement de dolines, fracturation de la roche, brèches de friction, stries de glissement — nous amènent à considérer également ces dépressions comme la trace de dislocations. Elles sont cependant plus restreintes et n'offrent pas de répercussion structurale visible en surface sur l'anticlinal du Soliat et le synclinal de La Porette.

Les repères stratigraphiques manquent également.

La dislocation du Laga

La Combe du Laga entaille obliquement le versant méridional de la chaîne au SE du Creux du Van; elle sépare topographiquement le Soliat de la Montagne de Boudry.

Plusieurs caractères permettent de considérer cette dépression comme une zone de dislocation.

En premier lieu, cette importante coupure ne rompt pas seulement l'unité topographique de la chaîne, mais elle marque l'interruption et la disparition de certains plis secondaires, l'anticlinal du Crêt Teni et le synclinal de La Baronne qui n'existent plus à l'E de cet accident. On sait (cf. pl. II) que l'anticlinal du Crêt Teni plonge en direction de la dépression. Sa voûte et ses deux flancs sont visibles dans le versant SW de la Combe du Laga. Au NE par contre, les couches ne possèdent que des pendages S.

La région manque malheureusement d'horizon-repère. Tout le secteur est constitué par des calcaires kiméridgiens, à l'exception d'une

boutonnaire de Séquanien qui affleure au fond de la Combe du Laga¹.

Toutefois, entre l'extrémité S du Pré au Favre et la clairière du Laga, on relève une série de miroirs de failles verticaux orientés entre N 120-128° E, accompagnés par endroits de brèches de friction, et, sur le bord E de la dépression, les affleurements présentent une intense fracturation, de nombreux plans de mouvements striés ainsi que des brèches tectoniques².

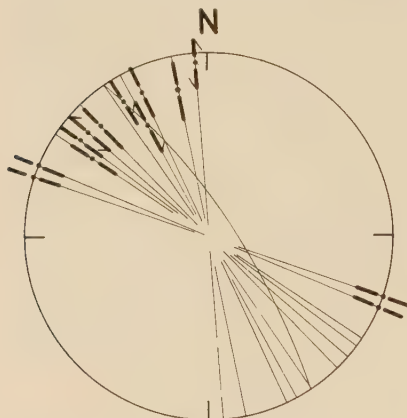


Fig. 19. — Dislocation du Laga. Plans et traces de mouvements entre le Pré au Favre et le pt 1144.

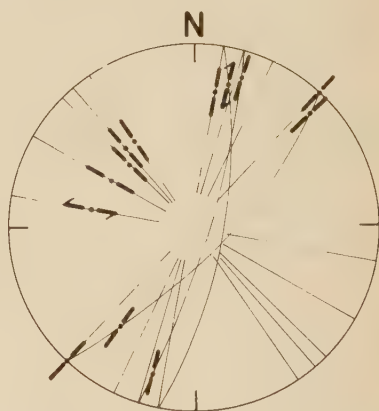


Fig. 20. — Dislocation du Laga. Plans et traces de mouvements. Bifurcation pt 1036.

Au S du Pré au Favre, et jusqu'au pt 1144, les traces de mouvements s'inscrivent presque toutes sur des plans verticaux. Elles permettent d'identifier des mouvements à composante horizontale dominante, orientés entre N 110-170° E (fig. 19). L'éventail des directions est donc ici assez large. Aucun sens de déplacement n'est prépondérant.

Plus bas, au voisinage du pt 1036, on relève deux directions préférentielles (fig. 20) approximativement N 135° E et N 25° E, mais sans parvenir à distinguer un sens dominant dans le déplacement des compartiments.

Dans l'ensemble, les diagrammes (fig. 19 et 20) montrent bien que la plupart des mouvements se sont produits dans la direction

¹ La superficie du Séquanien paraît ici plus étendue que celle dessinée par THIÉBAUD (1936) sur sa carte géologique.

² Les plus caractéristiques se situent au-dessus du chemin du Pré au Favre entre les cotes 1200 et 1300, et sur la route Gorgier-Grand Vy près de la bifurcation pt 1036.

de la dépression topographique, au moins dans sa partie supérieure.

Ces critères permettent de situer la trace de la dislocation. Ainsi, au S du Pré au Favre, elle se divise en 2 embranchements ; ceux-ci se rejoignent à nouveau au S du pt 1036. Le fuseau ainsi délimité, où les couches prennent des orientations différentes de celles des secteurs bordiers, est probablement une écaïlle.

Dans sa partie S, la dislocation s'éloigne de la dépression topographique. Elle vient mourir sur le versant de la Côte de Gorgier. Au-dessous de la route Gorgier-Grand Vy, nous n'en retrouvons plus la trace, mais certaines diaclases bien marquées conservent la même orientation. Le *Banc à Nérinées* n'affleure malheureusement pas à l'endroit où il devrait être recoupé par la dislocation. Une reconstitution géométrique à partir des mesures les plus proches et de l'allure générale du secteur ne donne pas de rejet appréciable compte tenu de la précision d'une telle méthode.

Le ravin prolongeant la Combe de Laga vers le S — jusqu'au carrefour pt 747 — ne peut être attribué à un accident tectonique. Le *Banc à Nérinées* n'y subit aucun déplacement. La régularité des couches, ainsi que la morphologie correspondent davantage à l'action d'un ancien cours d'eau, qu'à une zone tectonisée.

La dislocation doit se prolonger au N du Pré au Favre, quoiqu'elle ne se marque plus aussi nettement dans la topographie.

En effet, les chemins forestiers descendant au fond du cirque du Creux du Van rencontrent des zones très fracturées, bréchifiées (avec de nombreux plans de mouvements) tout à fait identiques à celles observées plus au S (fig. 21). De plus, la limite supérieure des marnes argoviennes révèle l'existence de rejets stratigraphiques.

La trace de la dislocation conserve sensiblement la même direction ; elle limite à l'E un compartiment décroché et déplacé vers le NW (cf. pl. I et II). Ce compartiment est lui-même décomposé en blocs par des accidents moins importants.

Plus au N encore, la paroi du Dos d'Ane s'arrête brusquement vers l'E, à la hauteur de la Ferme Robert. A cette extrémité, les

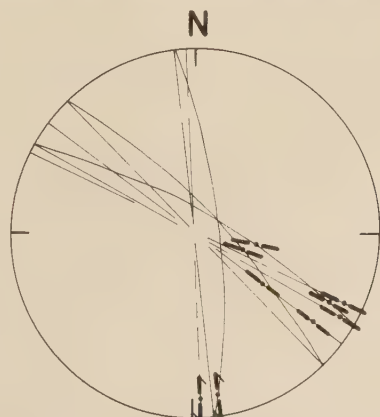


Fig. 21. — Dislocation du Laga. Plans et traces de mouvements dans le versant au N du Pré au Favre.

couches sont constituées par des calcaires séquanien et kiméridgien en position verticale ou renversée (pend. jusqu'à 62° vers le S). Ces couches sont ensuite masquées par du matériel morainique et des blocs éboulés, mais, dans leur prolongement, les affleurements reprennent avec des calcaires portlandien et kiméridgien en position fortement renversée (dir. N 65° E, pend. 40° S). On peut difficilement envisager une continuité entre ces derniers et le Séquanien du Dos d'Anc. Il faut donc admettre qu'ils sont séparés par un accident qui doit correspondre à une prolongation vers le NW de la dislocation du Laga.

La coupure du Laga constitue une curiosité morphologique qui est unique dans la région. L'explication de la morphologie actuelle doit être recherchée dans l'interférence de plusieurs facteurs :

a) la tectonique : la dépression coïncide dans sa partie supérieure avec une zone de dislocation marquée par une fracturation intense de la roche ;

b) l'érosion glaciaire : la présence de moraines jurassiennes indique l'existence d'un ancien glacier local, ou d'une partie d'un ancien glacier ;

c) les processus d'érosion actuelle (gélivation et dissolution, favorisées par la fissuration) : ils contribuent au recul des versants et alimentent sur leurs bords d'importantes pentes d'éboulis.

Quant à la partie inférieure de la dépression, elle coïncide probablement avec le lit d'un ancien torrent.

Le pli-faille de la Montagne de Boudry

C'est le seul accident longitudinal important de notre territoire (cf. pl. I et II). Il prolonge vers l'E une longue dislocation affectant tout le flanc S du synclinal du Val-de-Travers (SCHARDT et DUBOIS, 1902-RICKENBACH, 1925 - THIÉBAUD, 1937).

Nous avons déjà signalé (MEIA, 1965, p. 33-35) que le plan de faille n'est pas observable dans la région étudiée, mais qu'une fermeture normale de la voûte anticlinale de la Montagne de Boudry est incompatible avec la position des affleurements crétacés du flanc N.

Après son changement de direction à Combe Garot, l'accident évolue ; au N de la colline du château de Rochefort, il perd son caractère chevauchant et devient transversal. Il forme alors le décrochement de La Tourne (SCHWAAB, 1961).

B. LES ACCIDENTS SECONDAIRES

Comme nous l'avons indiqué au début de la partie tectonique, en plus des grandes dislocations, il existe une série d'accidents secondaires. De l'W à l'E, nous passerons en revue les plus importants d'entre eux.

Les décrochements des Pâquiers

L'examen du *Banc à Nérinées* met en évidence une série de petits décrochements sur le flanc N du Mont Aubert (540,900/191,750).

Orientés N 160° E, ils rejettent successivement les compartiments E vers le N.

La zone de fractures du Grand Serrollet

Dans la région du Grand Serrollet, le flanc N de l'anticlinal du Mont Aubert est perturbé par deux dislocations.

Le premier de ces accidents s'oriente parallèlement à la dépression topographique qui descend vers le N en direction du synclinal des Rochats. Il est souligné par un rejet stratigraphique et par l'allure tout à fait différente des couches sur ses deux lèvres.

Sur son bord W, à la cote 1230, cet accident recoupe une autre dislocation orientée N 140° E. En effet, dans la forêt des Pâquiers (secteur oriental), au N du virage pt 1195, le *Banc à Nérinées* incliné de 29° vers le N vient buter contre des couches de Portlandien supérieur plongeant de 9° au S.

Entre les traces des 2 accidents cités ci-dessus, 3 autres fractures délimitent des blocs d'inclinaison irrégulière.

La reconstitution des mouvements qui les ont engendrés est très difficile, leurs traces ayant totalement disparu et les bons affleurements étant rares.

Leur résultante correspond à un déplacement relatif vers le S de la limite Kiméridgien-Portlandien entre Les Pâquiers et les Joux de Mutrux. Elle est conforme au sens du décrochement du Mont Aubert. Aussi, en l'absence de données plus précises, nous considérons cette zone de fractures comme une répercussion de cet accident.

Dans les Joux de Mutrux, deux rejets dans la position du *Banc à Nérinées* trahissent l'existence d'autres décrochements. Ici encore, les compartiments E ont été déplacés vers le S.

Sommet du Mont Aubert

Sur la croupe du Mont Aubert, entre le pt 1318 et La Cudronne pt 1276, une série de dolines (il y en a 9) s'alignent selon une direction N 10-15° E.

Dans ce secteur, les affleurements montrent une fracturation plus intense, et ils sont parfois interrompus par des miroirs de failles. Il doit s'agir de la trace d'une dislocation, mais nous n'avons pas pu observer de rejet stratigraphique.

Les décrochements des Bioles

La région des Bioles (545,500/190,500) est découpée par des décrochements parallèles orientés N 120° E.

Dans le terrain, ces accidents se marquent par des rejets stratigraphiques, des miroirs de failles et des zones bréchifiées. Les rejets montrent des déplacements relatifs vers le N des compartiments E.

Sur la route Concise-Mutrux (près du pt 596), une faille met en contact le Valanginien inférieur et le calcaire roux limoniteux.

Le décrochement Tête à l'Ours-Creux de la Pey

Il recoupe le flanc S de l'anticlinal du Soliat dans la partie extrême occidentale de notre territoire. Des repères stratigraphiques permettent de le mettre en évidence. L'oolithe de Sainte-Vèrene et le *Banc à Nérinées* de la lèvre E sont repoussés vers le N.

L'accident dont la trace s'oriente parallèlement à celle du décrochement du Mont Aubert semble s'atténuer et disparaître dans le synclinal des Rochats. Des petites perturbations relevées dans les affleurements portlandiens le long d'un nouveau chemin menant du pt 1154 à la ferme du Pré à la Sage, ne permettent pas d'établir une relation directe entre le décrochement et la zone de fractures du Grand Serrollet.

Vers le N, il est possible que l'accident se continue en direction de la route de Vuissens ¹.

¹ Signalons que sur sa partie orientale — dans la forêt entre le Creux de la Pey et le Pré à la Sage — la trace de cet accident est jalonnée par une série de dolines. Celle de la Tête à l'Ours (539,875/192,860) est la plus remarquable de tout le secteur.

Les décrochements des Rochers des Miroirs

A l'W de la Petite Ecœurne (549,625/199,800) dans la paroi des Rochers des Miroirs, il existe une série de grands plans de décrochements recoupant toute la hauteur de la paroi. Leurs surfaces sont polies, avec des brèches de friction et des traces de mouvements (stries et cannelures). Ces mouvements sont à composante horizontale (fig. 22). L'horizontalité des couches dans cette région ne permet pas d'observer de rejet stratigraphique.

Le prolongement de ces accidents n'a pas été reconnu avec certitude sur le flanc S de l'anticlinal de la Montagne de Boudry, malgré la présence de zones très fracturées (chemin de la Fruitière de Bevaix ; chemin de la Grand Vy, Dernier Contour pt 1085).

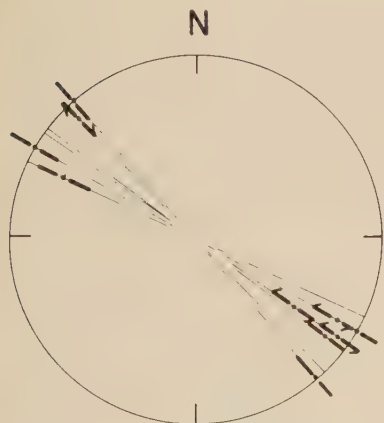


Fig. 22. — Décrochements des Rochers des Miroirs. Plans et traces de mouvements à l'W de la Petite Ecœurne.

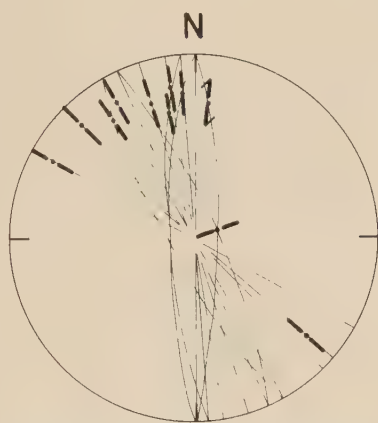


Fig. 23. — Décrochement de la Grande Ecœurne. Plans et traces de mouvements.

Le décrochement de la Grande Ecœurne

La Grande Ecœurne (550,050/200,100) est un grand couloir — évasé dans sa partie supérieure — qui tranche toute la paroi N de la Montagne de Boudry. Nous avons montré (MEIA, 1965, p. 41) que cette coupure coïncide avec la trace d'un décrochement (fig. 23), dont l'existence est confirmée par la position de l'oolithe de Sainte-Vérène sur les bords de l'accident, et qui indique aussi un déplacement relatif du compartiment E vers le N.

La trace du décrochement n'est pas nettement visible sur le flanc S de l'anticlinal ; nous la relient avec un rejet du *Banc à Nérinées*, à l'E de la Fruitière de Bevaix.

Le sens du mouvement correspond au déplacement indiqué ci-dessus.

Des surfaces de décrochements verticales de même type existent également dans la paroi rocheuse au S de Trey mont. Nous n'avons cependant pas pu mettre de rejet stratigraphique en évidence, l'inclinaison des stries de glissement coïncidant avec le pendage des couches.

Les décrochements des Lanvœennes

Dans le secteur du ravin des Lanvœennes (550,150/201), le contact Argovien-Séquanien permet de déterminer l'existence de trois décrochements avec rejet stratigraphique, plans de mouvements striés et brèches de friction (fig. 24 et 25).

La valeur du rejet est difficile à évaluer, car le phénomène se complique de glissements superficiels des marnes argoviennes.

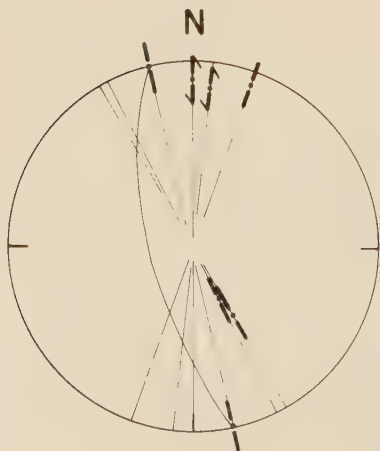


Fig. 24. — Décrochements des Lanvœennes; secteur W. Plans et traces de mouvements.

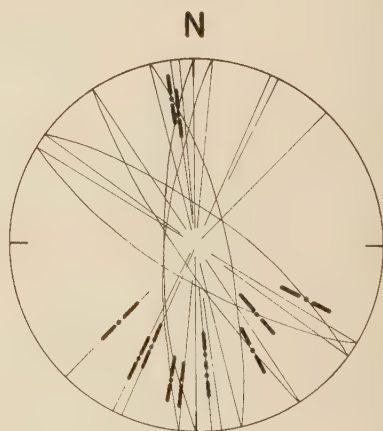


Fig. 25. — Décrochements des Lanvœennes; secteur E. Plans et traces de mouvements.

La faille Lanvœnnes-Rochers des Miroirs

JEANNET et JUNOD (1925) ont signalé une faille affectant le cœur de l'anticlinal de la Montagne de Boudry. En effet, les affleurements de Dalle nacrée de Treyfont et des Lanvœnnes sont séparés par un rejet vertical d'environ 30 m. Cet accident se poursuit dans la paroi N de la Montagne de Boudry (MEIA, 1965, p. 43) dans un grand couloir d'érosion (550,450/200,500) où les positions réciproques de l'oolithe de Sainte-Vèrene indiquent également un rejet du même ordre de grandeur.

CHAPITRE VIII

LES DIACLASES (cf. pl. VI)

Les anticlinaux et les synclinaux jurassiens sont recoupés par de nombreuses diaclasses.

Celles-ci peuvent se grouper en différents systèmes par rapport à l'axe des plis. On distingue ainsi des systèmes longitudinaux, transversaux ou obliques (WEGMANN, 1954 — SCHAEER, 1956).

Trois caractères apparaissent d'emblée dans la région étudiée :

1. Leur distribution est inégale. Il faut l'attribuer essentiellement à la répartition irrégulière des affleurements et à la grande superficie de terrains couverts de formations superficielles.

Ce fait constitue un handicap certain dans l'analyse des mesures et la comparaison des résultats.

2. La plupart des diaclasses sont verticales ou subverticales (70-90°). Les variations de pendage les plus importantes existent surtout dans les deux plongées anticlinales principales (Mont Aubert et Montagne de Boudry). On y constate en effet que les diaclasses se couchent légèrement avec l'inclinaison de l'axe du pli, montrant ainsi une tendance à lui rester perpendiculaire¹.

3. On observe simultanément deux ou même trois systèmes conjugués. La prédominance des systèmes transversaux et obliques est nette.

L'existence de diaclasses antérieures au plissement a été reconnue dans les roches du Jura (WEGMANN, 1954 — NABHOLZ, 1956 — GLAUSER, 1959). D'autres se sont formées sous l'effet de tensions pendant le

¹ Les variations les plus sensibles se remarquent entre les Lanvœnnes et l'Areuse.

plissement. On peut aussi envisager des diaclases postérieures au plissement principal, dues à des réajustements, ou liées à des accidents tectoniques tardifs par exemple.

Nous avons essayé de déterminer à quelle catégorie appartiennent les différents systèmes de notre territoire, sans aboutir malheureusement à des conclusions très complètes en raison des remarques ci-dessus. (1 et 2)

Les diaclases transversales

Les diaclases antérieures au plissement ont probablement existé ici, et elles ont dû faciliter l'articulation de ce plissement (WEGMANN, 1954).

On pourrait leur attribuer certaines diaclases transversales portant des stries dont l'inclinaison est la même que celle des plans de couches, comme on en observe entre Trey mont et Combe Garot.

Toutefois, il n'a pas été possible de les identifier formellement. L'allure subverticale des plans de diaclases, la rareté des affleurements sur les flancs N des anticlinaux ne permettent pas de reconstituer un état anté-plissement selon le schéma de GLAUSER (1959).

L'existence de diaclases contemporaines du plissement devrait se traduire par une relation entre elles et les axes des plis, comme celles (que nous venons de signaler) dont les pendages varient près des plongées périclinales du Mont Aubert et de la Montagne de Boudry.

Dans le cas du Mont Aubert, les changements de direction de l'axe ne sont pas assez importants pour que l'on puisse noter une répercussion sur celle des diaclases. Il en est de même des anticlinaux secondaires de Sur la Joux et du Crêt Teni.

Dans l'anticlinal de la Montagne de Boudry par contre, le changement de la direction axiale entre la Grande Ecœurne et l'Areuse est nettement enregistré par les diaclases ; celles-ci montrent en effet un maximum de fréquence (18 %) orienté N 140-145° E dans la région de la Grande Ecœurne ; ce maximum de fréquence (20 %) passe à N 100-110° E à Combe Garot.

Ainsi, certaines diaclases transversales sont sensibles aux variations de la direction et de l'inclinaison axiale des plis.

Ce résultat favorable à l'existence de diaclases contemporaines du plissement n'est cependant pas décisif. En effet, nous pouvons aussi imaginer que ces diaclases sont antérieures et qu'elles ont en quelque sorte suivi ce plissement.

Dans notre région, les systèmes transversaux sont donc complexes, car ils peuvent englober dans le même éventail aussi bien des diaclases antérieures au plissement, contemporaines de ce plissement et même tardives, sans qu'il soit possible de les différencier à coup sûr.

Les diaclases longitudinales

Elles sont le mieux représentées sur la voûte anticlinale du Mont Aubert et dans les synclinaux des Rochats et de La Porette.

Nous disposons toutefois d'un nombre insuffisant de mesures dans ces secteurs pour en tirer des conclusions valables. Remarquons que WEGMANN (1956, 1957) a signalé des mouvements longitudinaux précurseurs aux plissements.

On peut inclure dans les diaclases longitudinales les cassures du type « rayonnant » ou en « éventail » qu'on observe parfois sur les flancs redressés des anticlinaux et dans les secteurs des grands plis en genou. Elles restent plus ou moins perpendiculaires aux plans de couches.

Les diaclases obliques

Elles sont liées aux accidents tectoniques principaux. Ceux-ci en effet impriment à leurs lèvres une importante schistosité de fracture.

L'exemple le plus frappant est la zone affectée par le décrochement du Mont Aubert, où la dislocation détermine une nette variation de la direction des cassures sur les flancs de l'anticlinal.

Nous avons déjà décrit ces changements de direction (MEIA, 1966, p. 130-131). Lorsqu'on s'éloigne de l'accident, les diaclases reprennent une direction proche de la transversale.

Il faut remarquer que la direction des diaclases ne coïncide en général jamais exactement avec la trace de l'accident tectonique, mais qu'il existe une légère déviation.

Chronologiquement, ces diaclases obliques sont liées à l'âge des accidents. Dans le cas de mouvements tardifs par exemple, elles sont postérieures aux autres systèmes.

Il n'a pas été possible d'établir une chronologie relative précise des différents systèmes de diaclases dans la région Mont Aubert-Montagne de Boudry.

Dans certains secteurs du flanc S de ces anticlinaux, les recoupements montrent parfois que certaines diaclases transversales sont

plus jeunes que les longitudinales, argument en faveur de systèmes transversaux tardifs. Le nombre insuffisant d'observations rend toute généralisation impossible.

L'étude des diaclases ne nous a pas permis de résoudre le problème de leur origine. On aurait certainement davantage de chances de succès dans une région présentant de nombreux et bons affleurements, avec des anticlinaux plus réguliers que ceux du Mont Aubert et de la Montagne de Boudry.

Les diaclases exercent une grande influence sur la morphologie (MEIA, 1965, p. 43-44), notamment sur :

- l'orientation des lapiez ;
- l'orientation des différents tronçons du cours de l'Areuse, du Merdasson et du ruisseau de la Vaux ;
- le délitement des grandes parois rocheuses (Rochers des Miroirs-Creux du Van Sur la Roche) et l'orientation des couloirs d'érosion de ces parois ;
- la position des crevasses d'arrachement (gorges de l'Areuse-ravin du ruisseau de la Vaux) ;
- l'activité plus intense de la dissolution dans les secteurs très fracturés.

CHAPITRE IX

CONSIDÉRATIONS SUR LES PLIS ET LES TRACES DE MOUVEMENTS (cf. pl. VII et VIII)

Plusieurs auteurs ont reconnu l'importance des glissements couches sur couches dans la formation des plis jurassiens (WEGMANN, 1954, 1956 — NABHOLZ, 1956 — WEGMANN et SCHAEER, 1957).

Les traces de ces glissements se sont imprimées sur les plans de couches et de diaclases (WEGMANN et SCHAEER, 1957). Sur notre territoire, elles sont surtout représentées par des stries. Les lunules tectoniques (*op. cit.*) sont plus rares ¹.

Dans ces glissements couches sur couches la majeure partie des stries indiquent des mouvements de direction oblique (dans quelques

¹ Outre celles décrites par les auteurs ci-dessus, il en existe dans les gorges de l'Areuse, à Chambrélien, dans les côtes de Montalchez, dans les Joux de Provence.

cas orthogonale) par rapport à l'axe des plis, avec un déplacement relatif du compartiment supérieur vers le centre de l'anticlinal. D'autres — moins nombreuses — reflètent des mouvements d'orientation longitudinale. Ces mouvements longitudinaux sont aussi marqués sur les diaclases (mouvements précurseurs au plissement selon WEGMANN, 1956, 1957).

Certaines diaclases portent également des stries que l'on peut mettre en relation avec des mouvements de glissements relatifs au plissement. Il s'agit des traces inscrites sur des plans ou des surfaces qui recoupent les couches en biseau. Ces surfaces traversent parfois un banc, une série de couches ou tout un affleurement ; elles ont surtout été observées sur les flancs S des anticlinaux, en particulier au Mont Aubert. Les stries indiquent des mouvements obliques avec déplacement des compartiments supérieurs vers le cœur de l'anticlinal.

Si ce mécanisme se répète sur le flanc d'un pli, il peut avoir une influence sur l'épaisseur des séries.

Si l'on se souvient des mouvements effectués le long d'anciennes diaclases transversales lors du plissement (chapitre VIII), il faut convenir que dans un pli anticlinal, la simple courbure des bancs calcaires compétents doit être complétée par l'articulation de blocs et de lamelles glissant entre eux. A la déformation souple et continue en grand se superpose donc en petit un style plus rigide.

Ainsi, dans la région de Combe Garot, certains mouvements transversaux pourraient contribuer à accentuer la courbure de l'axe anticlinal de la Montagne de Boudry, par une sorte de léger cisaillement.

Nous avons déjà parlé dans le chapitre précédent des traces de mouvements en relation avec les accidents tectoniques.

CONCLUSIONS

a) *Stratigraphie*

La région étudiée ne se prête pas à une étude stratigraphique rigoureuse, ni complète des formations jurassiques. Les coupes continues relevées dans des terrains identiques ne sont pas assez nombreuses, et, en l'absence de fossiles caractéristiques, sont trop éloignées les unes des autres (Mont Aubert d'une part et gorges de l'Areuse d'autre part) pour permettre des corrélations très précises.

En plus, le fait d'établir une stratigraphie lithologique en se basant sur quelques niveaux-repères implique naturellement des inconvénients et des restrictions dont il faut tenir compte.

L'analogie de nos horizons-repères avec ceux rencontrés dans les régions voisines (cf. références bibliographiques) montre que notre territoire s'inscrit bien dans l'aire de sédimentation de cette partie du Jura. Quant à l'épaisseur des séries, nous l'estimons à 95-110 m pour le Séquanien, 150-170 m pour le Kiméridgien, 90-100 m pour le Portlandien et 10-25 m pour le Purbeckien.

A l'instar des formations jurassiques, l'étude du Crétacé n'apporte pas d'éléments nouveaux permettant de modifier le cadre stratigraphique ou l'image paléogéographique admis, à savoir l'existence de mers peu profondes, parfois agitées — où se sédimentaient les différents calcaires — alternant avec des périodes plus calmes où pouvaient se déposer les marnes fossilifères.

Au Barrémien cependant, une régression suivie d'une dénudation va interrompre ce cycle.

A l'exception des marnes d'Arzier, on trouve sur notre territoire les principaux faciès affleurant dans cette partie du Jura méridional. Aucune série vraiment complète n'a pu être relevée. De ce fait, l'épaisseur que nous attribuons aux formations crétacées dans la région du Mont Aubert tient compte à la fois de nos observations et des résultats obtenus dans les régions voisines (cf. références bibliographiques) : Valanginien inférieur, 60-65 m ; Valanginien supérieur, 10-15 m ; Hauterivien inférieur, 30 m ; Hauterivien supérieur, 35-40 m ; Urgonien, plus de 25 m.

b) *Tectonique*

Les déformations tectoniques peuvent être rapportées à deux styles :

- les unes souples, aboutissant aux plis anticlinaux et synclinaux (ces plis peuvent eux-mêmes se décomposer dans le détail en une articulation d'éléments plus rigides) ;
- les autres cassantes, perturbant les plis par le jeu de dislocations, décrochements, failles.

Dans la partie W du territoire, les plis sont un peu coiffés et dissymétriques. Ce caractère dissymétrique s'accroît vers l'E, où, dans la Montagne de Boudry, le flanc N de l'anticlinal se renverse et chevauche le synclinal voisin.

Souvent la faite tectonique ne coïncide pas avec le sommet topographique. Les deux plis principaux s'ennoient fortement en direction du NE. Ces deux abaissments axiaux s'effectuent progressivement et souplement, sans l'aide de compartiments faillés. Ainsi,

- l'anticlinal du Mont Aubert plonge de 22° et disparaît ensuite en périclinal à l'W de Provence. C'est une unité avec une direction axiale pratiquement rectiligne, ne subissant nullement une déviation vers le lac ;
- l'anticlinal de la Montagne de Boudry plonge fortement (jusqu'à 40°) entre Treymont et le château de Rochefort, mais le pli se poursuit vers l'E et se redresse hors de notre territoire (Chaumont).

L'anticlinal subit également un fort changement de direction ; son axe est progressivement rebroussé vers le N, puis reprend son orientation initiale. Ce changement de direction s'effectue simultanément avec l'abaissment axial.

Les déformations cassantes sont surtout représentées par des décrochements ; les failles sont plus rares.

L'accident le plus important est un décrochement qui recoupe entièrement le Mont Aubert et le synclinal qui lui fait suite au N ; il est même possible qu'il se prolonge au-delà. Cet accident s'oriente N 100-120° E. Il occasionne un rejet stratigraphique d'environ 2 km, avec un déplacement relatif du compartiment N vers l'E.

La reconstitution d'un état antérieur au décrochement n'est pas possible sur toute la longueur de la dislocation. Si certains éléments se retrouvent de part et d'autre de sa trace, des dissymétries persistent sur les flancs de l'anticlinal.

La même remarque s'applique aux dislocations de La Rouge-monne et du Laga. Les traces de ces accidents délimitent un compartiment où l'altitude moyenne est légèrement supérieure à celle des

régions adjacentes; certaines structures sont interrompues au contact de ces dislocations.

Toutefois, à la différence du décrochement du Mont Aubert, il n'a pas été possible d'y observer un rejet stratigraphique, et, ces accidents ne recoupent pas — en surface tout au moins — totalement les plis majeurs.

Ainsi, il n'est pas possible de considérer ici ces accidents principaux comme exclusivement tardifs. Nous pensons qu'ils reflètent l'existence d'anciennes anomalies structurales délimitant certains compartiments où l'intensité du plissement a été quelque peu différente. Ces zones de dislocation ont dû par la suite enregistrer à nouveau des mouvements tardifs, ceux qui ont donné naissance aux traces de déformations visibles aujourd'hui.

Il existe également une relation entre la position des accidents principaux et l'abaissement axial des plis. En effet, si leurs ennoyages ne s'effectuent pas toujours sur la trace même des dislocations (cf. planche Esquisse tectonique), ils n'en sont pas moins relativement proches.

De telles relations sont connues dans les zones des grandes dislocations jurassiennes (décrochement de Pontarlier, AUBERT, 1959).

Cette considération jointe aux remarques précédentes renforce l'idée de l'existence d'anciennes dislocations sur lesquelles les plis ont dû s'adapter.

Nous ne possédons pas de données suffisantes pour reconstituer valablement des états antérieurs ou pour présenter des démonstrations péremptoires. Cependant, la tectonique de notre région s'inscrit tout à fait dans l'optique des conceptions orogéniques actuelles (AUBERT, 1959 — WEGMANN, 1960-1963) envisageant une participation active du socle à la formation des plis.

Comme nous l'avons déjà signalé (MEIA, 1966), il est intéressant de souligner l'orientation particulière du décrochement du Mont Aubert (N 100-120° E) et de la dislocation du Laga (N 120-130° E).

En effet, les grands accidents voisins du Jura neuchâtelois situés plus au NE (décrochement de La Tourne—décrochement des Convers—Vue des Alpes) sont orientés N-S ou NNE-SSW.

Si l'on descend vers le SW par contre, on retrouve à partir de Sainte-Croix (AUBERT, 1959) des accidents de directions semblables à celles de nos dislocations.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES ¹

- AUBERT D. — (1934). « La limite du Séquanien et du Kiméridgien dans la chaîne du Mont-Tendre. » *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.*, vol. 58, N° 235, p. 201-203.
- (1943). « Monographie géologique de la Vallée de Joux (Jura vaudois). » *Mat. carte géol. Suisse*, N. S., 78^e livraison, p. 134, 32 fig., 1 pl.
- (1949). « Nouvelles observations sur le niveau à Exogyra Virgula dans le Jura. » *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.*, vol. 64, N° 275, p. 361-366.
- (1949). « Le Jura. » *Geologische Rundschau*, vol. 37, p. 2-17, 3 fig.
- (1959). « Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. » *Mém. Soc. Vaud. Sc. nat.*, N° 76, vol. 12, fasc. 4, p. 93-152, 11 fig., 2 pl.
- (1965). « Calotte glaciaire et morphologie jurassiennes. » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 58/1, p. 555-578, 9 fig.
- (1966). « Structure, activité et évolution d'une doline. » *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. 89, p. 113-120, 1 fig., 1 pl.
- AUBERT D. et BADOUX H. — (1956). *Notice explicative de la carte géologique générale de la Suisse au 1 : 200 000*. Feuille 1, Neuchâtel, p. 27, 1 fig., 1 pl.
- BAER A. — (1956). « Contribution à la stratigraphie de Chaumont, Jura neuchâtelois, Suisse. » *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. 79, p. 71-88. 3 fig. 1 carte.
- (1959). « L'extrémité méridionale du décrochement de la Ferrière (Jura neuchâtelois, Suisse). » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 52/2, p. 875-879, 1 fig.
- BAUMBERGER E. — (1903). *Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura*. I. Teil : « Stratigraphische Einteilung. » *Abhd. schweiz. paläontol. Ges.*, vol. XXX, p. 1-60.
- (1905). *Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura*. II. Teil : « Die Ammonitiden der untern Kreide im westschweizerischen Jura, mit einer kurzen Übersicht über die Stratigraphie der Hauteriviensedimente in diesem Gebiete. » *Abh. schweiz. paläontol. Ges.*, vol. XXXII, p. 79.
- BERTSCHY R. — (1958). « Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson (Kt. Waadt). » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 51/2, p. 217-263, 10 fig., 2 tab., 3 pl.
- BURGER A. — (1959). « Hydrogéologie du Bassin de l'Areuse. » *Bull. Soc. Neuch. Géographie*, t. LII, fasc. 1, p. 5-304, 29 fig., 8 pl.
- BURRI F. — (1956). « Die Rhynchonelliden der untern Kreide (Valanginien-Barrémien) im westschweizerischen Juragebirge. » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 49/2, p. 599-701, 38 fig., 10 tab., 15 pl.
- CAROZZI A. — (1948). « Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura Suisse. » Thèse Univ. Genève. *Arch. Sc. Genève*, vol. 1, fasc. 1, p. 175, 56 fig., 6 pl.
- (1954). « L'organisme « C » J. Favre (1927) est une *Vaginella portlandi*enne. » *Arch. Sc. Genève*, vol. 7, fasc. 2, p. 107-111, 2 fig.
- CUSTER W. — (1932). *Description géologique de la Feuille Mauborget*. Original. Commission Géol. Suisse.

¹ La liste ci-après ne représente nullement une bibliographie du Jura et de ses problèmes. On pourra trouver celle-ci dans des études de synthèse. Il s'agit ici uniquement de travaux se rapportant à la région étudiée ou aux secteurs voisins et cités dans le texte.

- DUBOIS A. — (1902). *Les Gorges de l'Areuse et le Creux du Van*, 1 vol., 227 p., 57 fig., 2 pl., 2 cartes et 1 profil géol. Attinger Frères Editeurs, Neuchâtel.
- (1913-1918). « Une nouvelle poche à fossiles albiens au pied sud de la Montagne de Boudry. » *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. XLII, p. 54-61.
- FAYRE J. — (1911). « Description géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds. » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 11, p. 369-475, 36 fig., 2 pl.
- FAYRE J.-D. — (1962). *Etude géologique de la région du Mont Aubert*. Travail de diplôme, inédit, Lab. géol. Univ. Lausanne, 1 carte.
- FREI E. — (1925). « Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura, insbesondere des Gebietes zwischen Gorges de l'Areuse und Gorges du Seyon. » *Mat. Carte géol. Suisse*, N. S., 55^e livraison, III^e partie, p. 98, 17 fig., 3 pl.
- FREY M. — (1922). « Die Asphaltlagerstätten im schweizerischen Juragebirge, mit besonderer Berücksichtigung des Val-de-Travers. » *Beitr. geol. Karte Schweiz. Geotechn.*, Ser. Lief. 9, p. 36, 18 fig., 7 pl.
- FROIDEVAUX C. — (1964). *Etude géologique de la région de Chasseral (Jura suisse)*. Travail pratique de licence, inédit, Institut de géologie, Neuchâtel.
- GLAUSER A. — (1959). « Kluftsysteme im Malm der Lägern in der Umgebung von Baden. » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 52/2, p. 853-873, 13 fig.
- GOCHT W. — (1961). *Geologische und hydrologische Untersuchungen südöstlich von Couvet und Travers (Kanton Neuchâtel-Schweiz)*. Diplomarbeit vorgelegt der Math.-Naturwiss. Fak. der Freien Univ. Berlin, inédit.
- GUILLAUME S. et PORTMANN J.-P. — (1965). « Sur l'Aptien de Boveresse (Jura neuchâtelois). » *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. 88, p. 123-127.
- HÄFELI CH. — (1964). « Ein Maestrichtien-Vorkommen nördlich von Biel (Kt. Bern). » *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing.*, vol. 30, N^o 79, p. 65-68, 2 fig.
- (1964). « Zur Jura/Kreide-Grenze im Bielerseegebiet (Kt. Bern). » *Bull. Ver. Schw. Petrol. - Geol. - u. Ing.*, vol. 31, N^o 80, p. 33-38, 2 tab.
- (1966). « Die Jura/Kreide - Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 59/2, p. 565-695, 40 fig., 17 tab., 2 pl.
- HÄFELI CH., MAYNC W., CÉRTLI H.-J. et RUTSCH R.-F. — (1965). « Die Typus-Profile des Valanginien und Hauterivien. » *Bull. Ver. Schw. Petrol.-Geol. u. Ing.* vol. 31, N^o 81, p. 41-75, 14 fig.
- HEIM ARN. et HARTMANN A. — (1919). « Untersuchungen über die petrol-führende Molasse der Schweiz. » *Beitr. zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie*, 6. Lieferung, 95 p., 36 fig., 13 pl.
- JACCARD A. — (1869). « Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. » *Mat. carte géol. Suisse*, 6^e livraison, p. 341, 8 pl.
- JAYET A. et PORTMANN J.-P. — (1961). « Deux gisements interglaciaires nouveaux aux environs d'Yverdon (canton de Vaud, Suisse). » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 53/2, p. 640-645, 1 fig.
- (1966). « Sur la présence de moraines rissiennes profondes dans le gisement quaternaire des Tuileries près d'Yverdon (Vaud, Suisse). » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 59/2, p. 960-964, 1 fig.
- JEANNET A. et JUNOD CH.-D. — (1925). « Sur les terrains qui forment la limite du Dogger et du Malm dans le Jura neuchâtelois. » (Deuxième note). *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. L, p. 101-119, 1 fig.
- JORDI H.-A. — (1955). « Geologie der Umgebung von Yverdon (Jurafuss und mittelländische Molasse). » *Mat. carte géol. Suisse*, N. S., 99^e livraison, p. 84, 17 fig., 4 tab., 5 pl.
- JOUKOWSKY E. et FAYRE J. — (1913). « Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie, France). » *Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, vol. 37, fasc. 4, p. 295-523, 56 fig., 29 pl.

- KIRALY L. — (1965). « Structure sédimentaire et composition de la « Pierre Jaune » (Hauterivien sup.) des environs de Neuchâtel (Suisse). » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 58/2, p. 789-798, 4 fig.
- KIRALY L. et MEIA J. — (1967). « Observations tectoniques dans une carrière de Chaumont (Jura neuchâtelois, Suisse). » *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. 90, p. 277-282, 4 fig., 1 pl.
- LOYD A. — (1963). « Cover folding in the SonMartel chain (Jura neuchâtelois). » *Geologische Rundschau*, vol. 53, p. 551-580, 7 fig., 2 pl.
- LUTHI E. — (1954). *Geologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Tessenberg und St-Immerthal (Berner Jura)*. Promotionsarbeit E.T.H., p. 47, 3 fig., 1 pl.
- MEIA J. — (1965). « Géologie de la Montagne de Boudry (Jura neuchâtelois, Suisse). » *Bull. Soc. Neuch. Géographie*, t. LIII, fasc. 2, p. 1-47, 15 fig., 1 carte.
- (1966). « Un accident tectonique sur le flanc sud du Mont Aubert (Jura vaudois oriental, Suisse). » *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. 89, p. 129-134, 2 fig., 1 pl.
- MONTMOLLIN DE E. — (1962). *Géologie des environs de Mauborget*. Travail de diplôme, Labo. géol. Lausanne, inédit, 1 carte.
- MÜHLETHALER CH. — (1931). « Etude géologique de la région des Verrières (canton de Neuchâtel). » Thèse Univ. Neuchâtel. *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. 56, p. 121-300. 17 fig., 2 pl.
- MULLER J. — (1960). *Etude tectonique de l'anticlinal Creux du Van-Montagne de Boudry*. Travail de licence, Institut de géologie, Neuchâtel, inédit, 1 carte.
- NABHOLZ W. K. — (1956). « Untersuchungen über Faltung und Klüftung im nordschweizerischen Jura. » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 49/2, p. 373-406, 17 fig.
- PORTMANN J.-P. — (1956). « Pétrographie des moraines würmiennes du Glacier du Rhône dans la région des lacs subjurassiens. (Suisse). » *Bull. Soc. Neuch. Géographie*, t. 51/5, p. 55, 19 fig.
- RENZ C. — (1926). « Über die Korallengattungen *Cladocoropsis Felix* und *Lovcenipora Giattini*. » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. XX/1, p. 31-34, 1 fig.
- RENZ O. — (1931). « Über das Vorkommen von *Cladocoropsis*-Kalken im Schweizer Jura. » *Mém. Soc. Paléontol. Suisse*, vol. LI, p. 1-4, 1 fig.
- RICKENBACH E. — (1925). « Description géologique du Val-de-Travers entre Fleurier et Travers, du cirque de Saint-Sulpice et de la vallée de La Brévine. » *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. L., p. 1-76, 1 fig., 2 pl., 1 carte.
- RITTENER TH. — (1902). « Etude géologique de La Côte-aux-Fées et des environs de Sainte-Croix et Baulmes ». *Mat. carte géol. Suisse*, N. S., 13^e livraison, p. 116, 1 carte, 23 fig. h. t.
- RUTSCH R. et BERTSCHY R. — (1955). « Der Typus des Neocomien. » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 48/2, p. 353-360, 1 tab.
- SAUSSURE DE H. — (1779). *Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'Histoire Naturelle des environs de Genève*. Tome premier, Fauche, Neuchâtel.
- SCHAEER J.-P. — (1956). « Etude tectonique de l'anticlinal de Chaumont (Jura neuchâtelois, Suisse). » *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. 79, p. 55-70, 12 fig.
- SCHARDT H. — (1901). « Calcaire d'eau douce tertiaire discordant sur l'Urgonien près de Gorgier. » *Mélanges géol. sur le Jura Neuchâtelois et les régions limitrophes*, 2^e fasc., VI. *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, vol. 29, p. 140-143, 1 fig.
- (1910). « Sur une coupe de la molasse aquitanienne à La Poissine près d'Onnens (Vaud). » *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. 37, p. 379-383, 1 fig.
- (1910). « Notes sur les gisements asphaltifères du Jura. » *Mélanges géol. sur le Jura Neuchâtelois*. *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. 37, p. 398-424.
- (1910). « Sur une carrière romaine à La Lance près de Vaumarcus. » *Mélanges géol. sur le Jura Neuchâtelois*. *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. 37, p. 424-429.

- SCHARDT H. et DUBOIS A. — (1902). « Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelais). » *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. XXX, p. 195-352, 20 fig., 1 carte, 4 pl.
- SCHWAAR D. — (1961). « Etude géologique de la zone du décrochement de La Tourne (Jura neuchâtelais, Suisse). » *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. 84, p. 143-163, 9 fig., 1 carte.
- STUDER B. — (1853). *Geologie der Schweiz*. Berne, Stämpfli.
- THALMANN H.-K. — (1966). « Zur Stratigraphie des oberen Malm im südöstlichen Berner und Solothurner Jura. » Inaug. Diss. Univ. Bern. *Mitt. Naturf. Ges. Kantons Solothurn*, cahier 22, p. 126, 13 fig., 25 pl.
- THIÉBAUD CH.-E. — (1937). « Etude géologique de la région Travers, Creux du Van, Saint-Aubin. » Thèse Univ. Neuchâtel. *Bull. Soc. Neuch. Géographie*, t. XLV, p. 5-76, 2 fig., 1 pl.
- WEGMANN E. — (1929). « Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. » *Comptes rendus Soc. Géol. Finlande*, N° 2, p. 101-129, 9 fig., 2 pl.
- (1951). « L'analyse structurale en géologie. » *Actualités Scientif.* 1156, p. 55-64. Sciences de la Terre, Paris.
- (1954). « Über einige Züge von unter geringer Bedeckung entstandenen Falten. » *Tschermaks min. petro. Mitt.*, Bd. 4, dritte Folge, p. 187-192, 1 fig.
- (1956). « Notes sur quelques mécanismes des plis jurassiens. » *Verh. Kon. Ned. Geol. Mij. Genootschap.*, 16 p. 414-419, 2 fig.
- (1957). « Aperçu sur l'histoire géologique du Creux du Van. » 137^e ass. Soc. *Helv. Sc. nat.*, p. 5-6, 1 pl.
- (1961). « Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé). » *Bull. Geol. Institution Univ. Uppsala*, vol. XL, p. 169-182, 2 fig.
- (1962-1963). « L'exposé original de la notion de faciès par A. Gressly (1814-1865). » *Sciences de la Terre*, t. IX, p. 65-119, 2 fig., 2 pl.
- (1960-1963). « Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. » *Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot*, t. II, p. 99-104, 1 fig.
- WEGMANN E. et SCHAEER J.-P. — (1957). « Lunules tectoniques et traces de mouvements dans les plis du Jura. » *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 50/2, p. 491-496, 3 fig.
- ZIEGLER P.-A. — (1956). « Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura). » *Mat. carte géol. Suisse*, NF, 102, p. 101, 15 fig., 12 pl.

Cartes géologiques

- BERSIER A. — (1932). « Carte tectonique du Jura au 1 : 1 000 000 », in *Guide géologique de la Suisse*, fasc. 1. 1934.
- BUXTORF A. et CHRIST P. — (1944). « Carte géologique générale de la Suisse au 1 : 200 000 ». feuille 1, Neuchâtel.
- CUSTER W. — (1932). « Lever géologique de la feuille 284 Mauborget, 1 : 25 000. » Original. *Commission Géologique Suisse*.
- JACCARD A. — (1868). « Carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000 », feuille XI, Pontarlier-Yverdon, 1^{re} édition.
- JACCARD A. et BERTRAND M. — (1893). « Carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000 », feuille XI, Pontarlier-Yverdon, 2^e édition.
- JACCARD A., GILLIERON V. et BACHMANN J. — (1879). « Carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000 », feuille XII, Freyburg-Bern.

MÜHLETHALER C. — (1930). « Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25 000 »,
feuilles 276, La Chaux, 277, Les Verrières.

RITTENER TH. — (1902). « Carte géologique de La Côte-aux-Fées et des environs
de Sainte-Croix et Baulmes, 1 : 25 000. »

THIÉBAUD CH.-E. — (1936). « Lever géologique de la feuille 281, Travers,
1 : 25 000. » Original. *Commission Géologique Suisse*.

Les cartes existant dans les travaux cités dans la liste bibliographique ne sont
pas mentionnées ici.

CURRICULUM VITAE

Originaire de Peseux (canton de Neuchâtel), je suis né à Neuchâtel, le 4 décembre 1935.

Après mes écoles primaires à Peseux, j'ai suivi l'école secondaire à Neuchâtel, puis le Gymnase cantonal, où j'obtiens le baccalauréat ès sciences en 1954.

Je m'inscris à la Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel au semestre d'hiver 1956-1957. Licencié ès sciences, orientation géologie, en 1963.

A la Faculté des sciences, j'ai suivi les cours de MM. les professeurs Wegmann, Schaer (géologie, minéralogie, pétrographie); Aubert (géologie du Jura, géographie physique, paléontologie, matières premières minérales); Portmann (géologie du Quaternaire); Burger (hydrogéologie); Boissonnas (chimie minérale); Perret (chimie organique); Mügeli (métallographie); Clerc (bactériologie); Isliker (physiologie humaine).

J'ai été nommé assistant à l'Institut de géologie en 1962, puis chef de travaux en 1965.

Durant le semestre d'hiver 1967, j'ai donné le cours de stratigraphie en remplacement du professeur Schaer, appelé aux Etats-Unis.

